



Universidad de Cuenca
Facultad de Ingeniería
Escuela de Ingeniería Civil

MODELIZACIÓN DEL FLUJO SUBTERRÁNEO DE DOS CUENCAS DE TAMAÑO MEDIO EMPLEANDO DOS ESTRUCTURAS (MODELOS) DISTINTAS

Proyecto de graduación previo a la
obtención del título de Ingeniero Civil

Autor: Olmedo Andrés Abril Orellana
Carlos Israel Montalvo Montenegro

Director: Ing. Raúl F. Vázquez Zambrano, PhD

Cuenca – Ecuador
Marzo de 2014

Resumen

La hidrología superficial y subterránea de dos cuencas de tamaño medio (Gete y Jeker con 621 km² y 465 km² de área respectivamente, ubicadas en Bélgica) se modelaron con los códigos determinísticos: (i) distribuido y basado en la descripción de procesos físicos, MIKE SHE; y (ii) agregado y conceptual, NAM. Para el proceso de calibración del flujo superficial se utilizó información de estaciones de aforo de caudal ubicadas a la salida de las cuencas, mientras que para la calibración del flujo subterráneo se utilizaron varios piezómetros ubicados al interior de cada cuenca. El proceso de validación se llevó a cabo mediante dos aproximaciones: (i) temporal (“split-sample”) en los mismos puntos de control del proceso de calibración; y (ii) espacial (“multi-site”), en puntos de control (estaciones limnimétricas y piezómetros) que no se consideraron en el proceso de calibración. Finalmente se realizó un análisis de sensibilidad variando los mismos parámetros que se calibraron como coeficiente de intercambio lecho-acuífero, el nivel de drenaje, el tiempo de retención y la conductividad hidráulica horizontal de las capas más influyentes de cada cuenca. Los resultados de esta investigación sugieren que el modelo NAM produce mejores predicciones de flujo superficial que el modelo MIKE SHE, pero con la desventaja de no mostrar información espacial. El modelo MIKE SHE por su parte produce resultados, distribuidos en tres dimensiones, aceptables. Dependiendo del objetivo de la modelización, cualquiera de los modelos de las cuencas de estudio podrían generar resultados aceptables.

Palabras Clave: Flujo subterráneo, MIKE SHE, NAM, modelización numérica, modelos físicos distribuidos, modelos conceptuales agregados, análisis de sensibilidad.

Abstrac

The surface and groundwater hydrology of two medium size Belgian catchments (the Gete and Jeker, with an area of about 621 km² and 465 km², respectively) were modeled using the distributed physically based code MIKE SHE and the lumped conceptual code NAM. For the calibration of the stream flow, it was used data from the catchment outlets, whereas for the calibration of groundwater flow, it was used observed levels from piezometers distributed throughout each one of the study catchments. The validation process was carried out through a common split-sample (temporal) analysis for either of the hydrologic codes (MIKE SHE or NAM) as well as through a multi-site (i.e. spatial) analysis, for the distributed MIKE SHE code, using control stations (i.e. discharge and piezometric) that were not consider during model calibration. A sensitivity analyses was run varying parameters like the river-aquifer leakage coefficient, the drainage level, the reciprocal time constant and the hydraulic conductivity for the most influential layers in each catchment. The results of this investigation suggest that the NAM model is capable of better predicting the observed discharges; further, the simulation of low (i.e. base) flows suggest an acceptable simulation of groundwater flow rates. Nevertheless, the MIKE SHE predictions are acceptable, with the significant advantage of producing 3-D distributed prediction of both, river discharge as well as piezometric levels. The results encourage the use of either model of the study catchments, depending on the purpose of the modeling.

Key Words: Groundwater flow, MIKE SHE, NAM, catchment modelling, distributed physically based models, lumped conceptual models, sensitivity analyses.



Contenido

Capítulo 1: Introducción	16
1.1. Antecedentes.....	16
1.1.1. El ciclo hidrológico	17
1.1.2. La importancia de los recursos hídricos	19
1.1.3. La importancia de los recursos hídricos subterráneos	20
1.1.4. Los modelos numéricos como herramientas de planificación y gestión de los recursos hídricos (subterráneos).....	21
1.2. Objetivos del estudio	22
1.3. Modelos hidrológicos	23
1.3.1. Clasificación de los modelos	23
1.3.2. Modelización de flujo subterráneo.....	23
1.3.3. Métodos numéricos empleados para la resolución de las ecuaciones diferenciales embebidas en los modelos numéricos de flujo subterráneo.....	24
1.3.4. Discretización de los modelos de flujo subterráneo	25
1.3.5. Ejemplos de modelos empleados en el estudio y la gestión de recursos subterráneos	26
Capítulo 2: Materiales	36
2.1. Descripción de las zonas de estudio	36
2.2. Información disponible para la investigación	37
2.2.1. Topografía.....	38
2.2.2. Suelos	39
2.2.3. Hidrogeología.....	39
2.2.4. Usos del suelo.....	40
2.2.5. Divisorias de agua.....	40
2.2.6. Sistema fluvial	41
2.2.7. Información meteorológica	41
2.2.8. Información de caudales	41
2.3. La herramienta de modelización hidrológica MIKE SHE	41
2.3.1. Procesos y características del módulo de movimiento de agua.....	44
2.3.2. Requerimientos de datos y parámetros del modelo	48
2.4. El sistema de modelización NAM	48
2.4.2. Módulo RR de MIKE 11	51
Capítulo 3: Metodología.....	53
3.1. Protocolo de modelización.....	53
3.2. Establecimiento del modelo de las cuencas de estudio (MIKE SHE)	54
3.2.1. Área de modelización.....	54
3.2.2. Especificaciones de simulación.....	54
3.2.3. Topografía.....	54
3.2.4. Información meteorológica	55
3.2.5. Sistema fluvial	55
3.2.6. Caracterización del flujo superficial, no saturado y saturado	59



3.3. Establecimiento del modelo de las cuencas de estudio (NAM)	60
3.4. Evaluación de la calidad de las predicciones de los modelos	61
3.5. Calibración y validación de los modelos	63
3.5.1. Determinación de los períodos de calibración y evaluación	64
3.5.2. Parametrización de los modelos distribuidos	66
3.5.3. Parametrización de los modelos agregados	68
3.5.4. Intervalos físicamente aceptables de los parámetros	69
3.5.5. Calibración de los modelos distribuidos	69
3.5.6. Calibración de los modelos agregados	72
3.5.7. Validación de los modelos	72
3.5.8. Análisis de sensibilidad	73
Capítulo 4: Resultados	75
4.1. Calibración de los modelos distribuidos	75
4.1.1. Calibración del nivel de drenaje, tiempo de retención y coeficiente de intercambio lecho-acuífero	75
4.1.2. Calibración del módulo subterráneo (cuenca del Gete)	77
4.1.3. Calibración del módulo subterráneo (cuenca del Jeker)	77
4.2. Calibración de los modelos agregados	80
4.3. Validación de los modelos distribuidos	81
4.4. Validación de los modelos agregados	88
4.5. Análisis de sensibilidad	90
Capítulo 5: Conclusiones	96
Referencias	96
Apéndice A	103
Apéndice B	107
Apéndice C	113
Apéndice D	124

Lista de Figuras

Figura 1.1: Representación esquemática de la complejidad del ciclo hidrológico (tomado de http://commons.wikimedia.org).	18
Figura 1.2: Disponibilidad de agua en la Tierra (USGS, 2013).	19
Figura 1.3: Represa Daniel Palacios y reservorio de Amaluza del Sistema Paute Integral (tomado de http://www.flickr.com/photos/presidenciaecuador/4252230026).	21
Figura 1.4: Aplicación hipotética de las mallas de (a) diferencias y (b) elementos finitos en un acuífero con contornos irregulares (Konikow, 1996).	26
Figura 1.5: Esquema del módulo principal del código distribuido MIKE SHE (Vázquez y Feyen, 2004).	27
Figura 1.6: Representación esquemática de la estructura del modelo MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1983).	28
Figura 1.7: Ilustración de la interfaz del entorno de modelado Visual MODFLOW (tomado de http://www.groundwatersoftware.com/newsletter/aug01/gifs/captureflood.gif).	30
Figura 1.8: Ilustración de la interfaz del entorno de modelización Groundwater Vistas (tomado de http://www.groundwatersoftware.com/newsletter/aug01/gifs/captureflood.gif).	30
Figura 1.9: Ilustración de la interfaz del modelo FEFLOW (tomado de http://www.feflow.info/story.html).	32
Figura 1.10: Ilustración de la interfaz del modelo SEEP/W (tomado de http://static.geo-slope.com/images/screen-seep-full.png).	33
Figura 1.11: Ilustración de la interfaz del modelo SLIDE, que permite la preparación del modelo numérico y el análisis de los resultados principales.	34
Figura 2.1: Localización de las cuencas de estudio (en base a Vázquez y col., 2008).	37
Figura 2.2: Distribución espacial del uso del suelo en las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker. En la Tabla 2.5 se puede encontrar el significado de los códigos incluidos en las leyendas.	42
Figura 2.3: Flujo de datos entre los diferentes componentes del módulo de agua del modelo MIKE SHE (en base a El-Nasar y col., 2002).	45
Figura 2.4: Esquema de la estructura del modelo NAM (Quichimbo y col., 2013).	49
Figura 2.5: Ilustración de la interfaz de usuario del modelo NAM (módulo RR de MIKE 11).	52
Figura 3.1: Protocolo de modelización (en base a Anderson y Woessner, 1992; Refsgaard, 1997; Vázquez y col., 1999; Vázquez, 2003).	53
Figura 3.2: Ilustración de la interfaz del modelo MIKE SHE y del proceso de definición de las especificaciones de simulación para los modelos de las dos cuencas.	55
Figura 3.3: Modelo digital de elevación (MDE) de la cuenca (i) del Gete; y (ii) del Jeker.	56
Figura 3.4: Polígonos de Thiessen para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker (en base a Vázquez y col., 2008).	57
Figura 3.5: Red fluvial y estaciones de medición de caudal para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker.	58
Figura 3.6: Ilustración de la ventana para la generación de vínculos entre MIKE 11 y MIKE SHE.	59
Figura 3.7: Distribución espacial de los tipos de suelo para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker.	61



Figura 3.8: Distribución de los piezómetros de control para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker.	66
Figura 3.9: Períodos seleccionados para los procesos de calentamiento, calibración y validación de los modelos de las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker.	67
Figura 3.10: Relación de la precipitación con las características de la cuenca y las características de flujo (Mosley y McKerchar, 1993).	68
Figura 4.1: Evolución de la eficiencia de modelización (EF_2), para las cuencas del Gete y del Jeker, en función de (i) nivel de drenaje; (ii) constante de tiempo; (iii) coeficiente de intercambio lecho-acuífero.....	75
Figura 4.2: Hidrograma calibrado de caudal (i) en la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) en la estación Kanne (cuenca del Jeker).	76
Figura 4.3: Diagrama de dispersión de las predicciones calibradas para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).	77
Figura 4.4: Niveles observados y simulados en el período de calibración, para la cuenca del Gete.....	78
Figura 4.5: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de calibración, para la cuenca del Jeker.	79
Figura 4.6: Gráficos de dispersión del estadístico RMSE en función de los parámetros de NAM considerados durante el proceso de calibración automática (cuenca del Gete).	81
Figura 4.7: Gráficos de dispersión del estadístico RMSE en función de los parámetros de NAM considerados durante el proceso de calibración automática (cuenca del Jeker).	82
Figura 4.8: Gráficos de dispersión obtenidos durante el proceso de calibración (i) automático y (ii) automático-manual, para la estación del Gete (cuenca del Gete).	83
Figura 4.9: Gráficos de dispersión obtenidos durante el proceso de calibración (i) automático y (ii) automático-manual, para la estación Kanne (cuenca del Jeker).....	84
Figura 4.10: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).....	84
Figura 4.11: Gráficos de dispersión para el período validación de (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).....	85
Figura 4.12: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Kleine (cuenca del Gete); y (ii) la estación Grote Gete (cuenca del Jeker).	86
Figura 4.13: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Lauw (cuenca del Jeker); y (ii) la estación Mal (cuenca del Jeker).....	86
Figura 4.14: Niveles piezométricos observados y simulados para el periodo de validación (cuenca del Gete).	87
Figura 4.15: Niveles piezométricos observados y simulados utilizados durante la validación espacial del flujo subterráneo (cuenca del Gete).....	88
Figura 4.16: Niveles piezométricos observados y simulados durante el período de validación (cuenca del Jeker).	89
Figura 4.17: Niveles piezométricos observados y simulados considerados durante la validación espacial del flujo subterráneo (cuenca del Jeker).	90
Figura 4.18: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).....	91
Figura 4.19: Hidrograma acumulado de observaciones y predicciones en el período de validación para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).....	91

Figura 4.20: Variación de la confiabilidad ($\Delta(C)$) en función de la variación de los parámetros calibrados ($\Delta(\Theta)$) en los modelos de las cuencas del Gete y del Jeker.95

Lista de tablas

Tabla 2.1: Distribución de Bélgica en regiones y provincias.	36
Tabla 2.2: Información digital disponible para el presente estudio de modelización (en base a Vázquez y col., 1999).	38
Tabla 2.3: Información disponible de series de tiempo por variable (en base a Vázquez y col., 1999).	39
Tabla 2.4: Litografía de la cuenca del Gete (Vázquez y col., 1999).	40
Tabla 2.5: Rugosidad considerada para el flujo superficial en base a los usos del suelo (Vázquez y col., 1999).	41
Tabla 2.6: Estaciones de aforo de caudal ubicadas en las cuencas del Gete y del Jeker.	42
Tabla 3.1: Estaciones pluviométricas consideradas en la presente modelización.	56
Tabla 3.2: Piezómetros de control en la cuenca del Gete.	64
Tabla 3.3: Piezómetros de control en la cuenca del Jeker.	65
Tabla 3.4: Intervalos factibles considerados para la calibración.	69
Tabla 3.5: Intervalo de valores límite de los parámetros de los modelos agregados.	70
Tabla 4.1: Resumen de los valores de los estadísticos aplicados a los modelos del Gete y del Jeker.	77
Tabla 4.2: Parámetros óptimos luego del proceso de calibración automática para las cuencas del Gete y del Jeker.	80
Tabla 4.3: Resultados de la eficiencia del modelo para los procesos de calibración automático y automático-manual, para las cuencas del Gete y del Jeker.	80
Tabla 4.4: Resultados de la eficiencia de modelización (EF_2) luego de los procesos de calibración y validación de las cuencas del Gete y del Jeker.	83
Tabla 4.5: Resultados de la eficiencia de modelización luego del proceso de validación de las cuencas del Gete y del Jeker.	90
Tabla 4.6: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor del coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Gete).	92
Tabla 4.7: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor del coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Jeker).	92
Tabla 4.8: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Gete).	93
Tabla 4.9: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Jeker).	93
Tabla 4.10: Coeficientes de Sensibilidad (δ_s) para los parámetros calibrados de las cuencas del Gete y Jeker.	94



Yo, Olmedo Andrés Abril Orellana, autor de la tesis "**MODELIZACIÓN DEL FLUJO SUBTERRÁNEO DE DOS CUENCAS DE TAMAÑO MEDIO EMPLEANDO DOS ESTRUCTURAS (MODELOS) DISTINTAS**", reconozco y acepto el derecho de la Universidad de Cuenca, en base al Art. 5 literal c) de su Reglamento de Propiedad Intelectual, de publicar este trabajo por cualquier medio conocido o por conocer, al ser este requisito para la obtención de mi título de **Ingeniero Civil**. El uso que la Universidad de Cuenca hiciere de este trabajo, no implicará afección alguna de mis derechos morales o patrimoniales como autor.

Cuenca, 1 de abril de 2014


Olmedo Andrés Abril Orellana
0104156195

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316
e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103
Cuenca - Ecuador



Yo, Carlos Israel Montalvo, autor de la tesis "**MODELIZACIÓN DEL FLUJO SUBTERRÁNEO DE DOS CUENCAS DE TAMAÑO MEDIO EMPLEANDO DOS ESTRUCTURAS (MODELOS) DISTINTAS**", reconozco y acepto el derecho de la Universidad de Cuenca, en base al Art. 5 literal c) de su Reglamento de Propiedad Intelectual, de publicar este trabajo por cualquier medio conocido o por conocer, al ser este requisito para la obtención de mi título de **Ingeniero Civil**. El uso que la Universidad de Cuenca hiciera de este trabajo, no implicará afección alguna de mis derechos morales o patrimoniales como autor.

Cuenca, 1 de abril de 2014

Carlos Israel Montalvo Montenegro
0105410864

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316
e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103
Cuenca - Ecuador



Yo, Olmedo Andrés Abril Orellana, autor de la tesis **"MODELIZACIÓN DEL FLUJO SUBTERRÁNEO DE DOS CUENCAS DE TAMAÑO MEDIO EMPLEANDO DOS ESTRUCTURAS (MODELOS) DISTINTAS"**, certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor/a.

Cuenca, 1 de abril de 2014



Olmedo Andrés Abril Orellana
0104156195

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316

e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103

Cuenca - Ecuador



Yo, Carlos Israel Montalvo Montenegro, autor de la tesis **"MODELIZACIÓN DEL FLUJO SUBTERRÁNEO DE DOS CUENCAS DE TAMAÑO MEDIO EMPLEANDO DOS ESTRUCTURAS (MODELOS) DISTINTAS"**, certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor/a.

Cuenca, 1 de abril de 2014

Carlos Israel Montalvo Montenegro
0105410864

Cuenca Patrimonio Cultural de la Humanidad. Resolución de la UNESCO del 1 de diciembre de 1999

Av. 12 de Abril, Ciudadela Universitaria, Teléfono: 405 1000, Ext.: 1311, 1312, 1316
e-mail cdjbv@ucuenca.edu.ec casilla No. 1103
Cuenca - Ecuador



Agradecimiento

Al Ingeniero Raúl Vázquez Zambrano, PhD por su brillante dirección, su constante aporte de conocimiento, motivación y apoyo en el desarrollo de la presente investigación. Al Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales de la Universidad de Cuenca, a la Dirección de Investigación de la Universidad de Cuenca (DIUC), al Instituto para la Gestión de la Tierra y el Agua de la Universidad Católica de Leuven (KU Leuven) y todos los integrantes que colaboraron en el proyecto, en el trabajo de campo y la obtención de datos para la modelización.

O. Andrés Abril O.

Carlos I. Montalvo M.

Cuenca, Febrero de 2014



Dedicatoria

A mis padres, Olmedo y Rosita. Gracias por su ejemplo de superación, su apoyo, sus consejos y la confianza. Este logro también es suyo.

El cielo es el límite.

¡Gracias!

O. Andrés Abril O.

Cuenca, Abril de 2014



Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a mis dos padres, Gerardo y Augusto, por enseñarme que con trabajo duro, honradez y humildad se puede llegar lejos, y a mis dos madres, Sonia y Andrea por siempre estar junto a mí, cuidándome y dándome su cariño. Una vida no sería suficiente para agradecer todo lo que han hecho por mí.

Carlos I. Montalvo M.

Cuenca, Abril de 2014

Capítulo 1: Introducción

1.1. Antecedentes

La hidrología es el estudio de la fase del ciclo del agua que comienza al llegar el agua a la superficie de la tierra. Incluye, por consiguiente, las precipitaciones, las aguas superficiales, la evapotranspiración, la infiltración y las aguas subterráneas. Estos fenómenos tienen lugar en la superficie del suelo y en el subsuelo. Podemos distinguir, por consiguiente, una hidrología de superficie y una hidrología de las aguas subterráneas (Castany, 1971).

La hidrogeología o hidrología subterránea es la disciplina que estudia las aguas subterráneas, su origen, la repartición y el movimiento del agua por debajo de la superficie del suelo (Castany, 1971). Tiene una vertiente técnica muy práctica destinada a solucionar problemas de suministro, pero también constituye una ciencia multidisciplinar cuyo desarrollo riguroso es necesario para un mejor conocimiento del medio y, por tanto, para un mejor aprovechamiento de los recursos hídricos. Como ciencia, se ha desarrollado de forma muy notable a partir de la segunda mitad del siglo XX y actualmente aglutina múltiples líneas abiertas, desde las más clásicas, como la hidráulica subterránea o la hidrogeoquímica, hasta las más punteras, como la modelización de todo tipo de procesos mediante códigos numéricos tales como los que se emplean en el contexto de esta tesis.

El uso del agua subterránea es de vital importancia para satisfacer las necesidades de agua en la rápida expansión urbana, industrial y agrícola en varios lugares alrededor del mundo. Como el agua subterránea se utiliza sobre todo para el suministro de agua potable, los problemas de calidad de la misma son especialmente importantes. En la Unión Europea (UE), la dependencia de las aguas subterráneas para el abastecimiento de agua potable varía entre el 98% en Dinamarca, a un 50% en Suecia, y sólo el 20% en España. Incluso en países con bajo uso de aguas subterráneas, algunas áreas y muchos pueblos pequeños son a menudo totalmente dependientes de las aguas subterráneas. En Bélgica el uso de agua subterránea es muy elevado debido a la limpieza de la misma comparado con las aguas superficiales, lo cual conlleva a una menor inversión al momento de potabilizarla.

Debido a que las aguas subterráneas y las aguas superficiales son parte del, e interactúan en, el ciclo hidrológico, el conocimiento de su hidrodinámica y la regulación de sus usos es muy importante. El Marco Europeo del Agua es el marco normativo para la gestión del agua en la Unión Europea. Se establece que la gestión del agua, basada en los planes hidrológicos de cuenca, debe centrarse en las buenas condiciones de los cuerpos de agua. Para lograr estos objetivos, estos planes deben incluir mecanismos para integrar la extracción de agua compatible en aspectos ambientales, económicos y sociales a fin de lograr un régimen sostenible.

Para lograr una gestión adecuada de los acuíferos, el comportamiento de las aguas subterráneas debe ser estudiado cuidadosamente. El primer paso en esta tarea es determinar las áreas de recarga y establecer la hidrodinámica de las aguas subterráneas para cada sistema de flujo. Para comprender y describir esto, es necesario centrar los estudios hidrogeológicos en dos cuestiones principales: (i) una descripción de la conducta natural y/o pre-desarrollo de los sistemas de aguas subterráneas; y (ii) la definición de la influencia humana sobre el mismo sistema en condiciones de desarrollo.

La relación entre la recarga y la descarga de acuíferos es uno de los aspectos más importantes en la protección de zonas de gran valor ecológico. El agua subterránea

interactúa con el agua superficial en casi todos los lugares, que van desde pequeños arroyos, lagos y humedales en las cabeceras a los principales valles de los ríos y las costas del mar. En general se supone que la recarga de las aguas subterráneas se produce en las zonas topográficamente más altas, y la descarga de las aguas subterráneas en las zonas topográficamente más bajas. Esto es cierto principalmente para sistemas de flujo regionales, pero la superposición de sistemas de flujo locales hace que la interacción entre la superficie y el agua subterránea sea más complejo (Winter, 1999).

Las actividades humanas provocan dos tipos de cambios en la calidad de las aguas subterráneas: (i) la introducción de contaminantes -que causan la contaminación; y (ii) la modificación de recarga, así como las características de flujo y transporte de masa de agua de los acuíferos (Folch, 2010). La explotación del agua subterránea implica disminución del nivel freático y de los niveles piezométricos. Esto no sólo disminuye las descargas naturales, sino que también puede aumentar la infiltración de aguas superficiales. La infiltración de agua de la superficie lleva consigo los contaminantes que no lograron filtrarse y/o retenerse en la superficie. La desecación de humedales y turberas puede movilizar solutos y contaminantes producidos por los sedimentos y la materia orgánica que contienen, como algunos metales pesados.

La creciente demanda de las necesidades de agua subterránea así como la planificación y gestión de este recurso han asegurado la necesidad de modelos numéricos de agua subterránea para entender la dinámica de los procesos y para investigar la disponibilidad del agua subterránea.

1.1.1. El ciclo hidrológico

En la naturaleza el agua realiza un vasto ciclo bajo dos estados principales: gaseoso y sólido-líquido (Fig. 1.1). El vapor de agua atmosférico se condensa en las nubes que engendran las precipitaciones, en forma de lluvia, nieve o granizo. Al llegar al suelo, una parte de las precipitaciones circula en superficie hacia la red hidrográfica y las extensiones de agua libre (lagos, mares, océanos) a las que alimenta mediante la escorrentía. Otra porción, es la infiltración que atraviesa la superficie, penetra en el suelo y el subsuelo alimentando a las aguas subterráneas que constituyen la reserva de agua del suelo y los depósitos de los mantos acuíferos (Castany, 1971).

Bajo la acción de la temperatura, el agua recupera el estado de vapor en el curso de todas las etapas de su ciclo. Pero sobre todo es en la superficie del suelo donde la evaporación juega un papel importante. Su acción se extiende a la superficie del suelo, cobertura vegetal, aguas de escorrentía y superficies de agua libre (Arocha, 1967). A esta acción viene a añadirse la transpiración de las plantas. La transpiración y la evaporación suelen ser agrupadas en un solo fenómeno, la evapotranspiración (Castany, 1971). El vapor de agua así formado vuelve a la atmósfera para condensarse de nuevo y reconstituir las nubes. Las aguas subterráneas circulan en profundidad hacia la red hidrográfica y reaparecen así en el ciclo.

Según el Instituto Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica (U.S. Geological Survey - USGS) la superficie total de la Tierra es de 510 millones de km² (USGS, 2013). La superficie de las aguas saladas, océanos, mares litorales y continentales, asciende a casi 364 millones de km² con un volumen total de 1.338.000.000 km³. El volumen total de las aguas dulces, lagos, cursos de agua y aguas subterráneas viene a representar unos

35.029.110 km³. El volumen de las aguas subterráneas alcanzaría, 12.870.000 km³ de agua salada y 10.530.000 km³ de agua dulce.

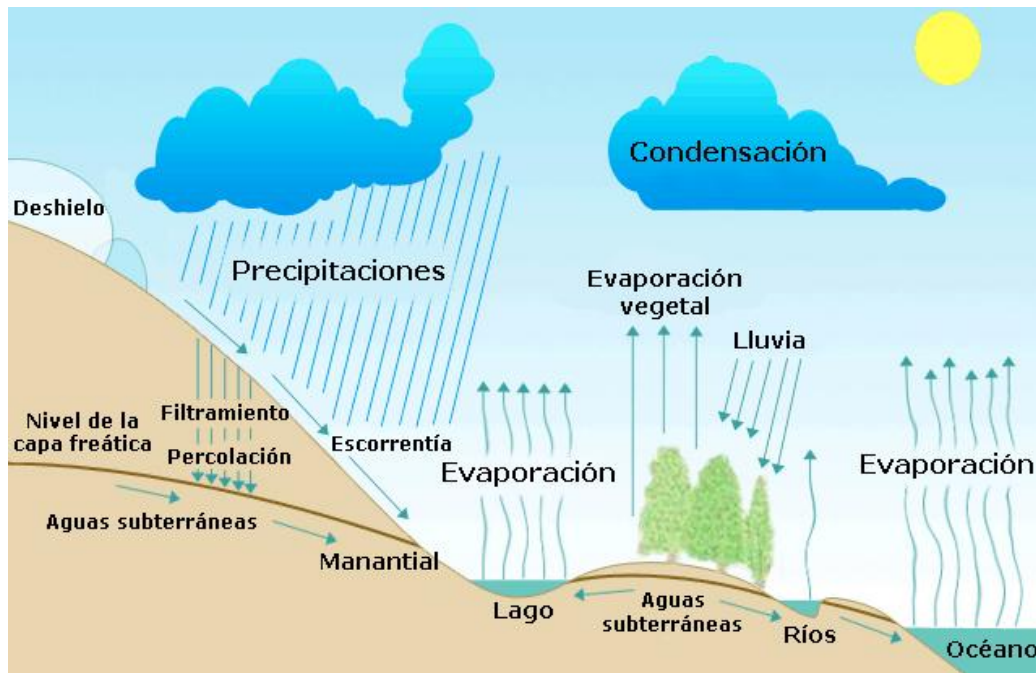


Figura 1.1: Representación esquemática de la complejidad del ciclo hidrológico (tomado de <http://commons.wikimedia.org>).

El hielo de los glaciares y de los casquetes polares equivale a 24.064.000 km³ de agua dulce. La atmósfera, en fin, encierra en forma de vapor de agua o de nubes, 12900 km³ de agua. El volumen total de agua dulce es aproximadamente de 35.029.110 km³, es decir un 3% de las reservas totales, de ese 3% cerca del 70% se encuentra en los casquetes polares y alrededor del 30% es agua subterránea, quedando el 0,3% para el consumo humano, de ese 0,3 el 98% se encuentra en lagos y pantanos, donde no toda la gente tiene acceso a ellos, el 2% es transportada por los ríos donde el 70% de sus suministros es aprovechado por el riego, dejando aproximadamente el 0.00060% sólo para el consumo humano. En la Fig. 1.2 se puede apreciar los porcentajes de agua presentes en la Tierra.

La evaporación anual se estima en 400.000 km³. Las precipitaciones sobre los continentes representan aproximadamente unos 100.000 km³ y la circulación hacia los océanos unos 25.000 km³ (USGS, 2013).

Todo fenómeno cíclico implica una igualdad de pérdidas y de ganancias, por lo que el balance del agua podrá representarse de la siguiente manera:

$$P = E + R + I \quad (1.1)$$

donde, P es la totalidad de las precipitaciones [LT⁻¹]; E es la evapotranspiración [LT⁻¹]; R es la escorrentía [LT⁻¹]; e I es la infiltración [LT⁻¹].

Los términos de esta ecuación representan los elementos hidrológicos principales. Estos dependen de los factores climáticos, que son los elementos hidrológicos secundarios. Todos estos elementos vienen determinados por características diversas, propias de las superficies sobre las cuales se aplican y que definen los factores hidrológicos (Heras, 1972).

El ciclo del agua se desarrolla en tres medios distintos: la atmósfera, la superficie del suelo y el subsuelo. De este modo aparecen tres campos de estudio bien delimitados: las aguas atmosféricas, la hidrología de superficie y las aguas subterráneas que son el tema de estudio en la presente tesis.

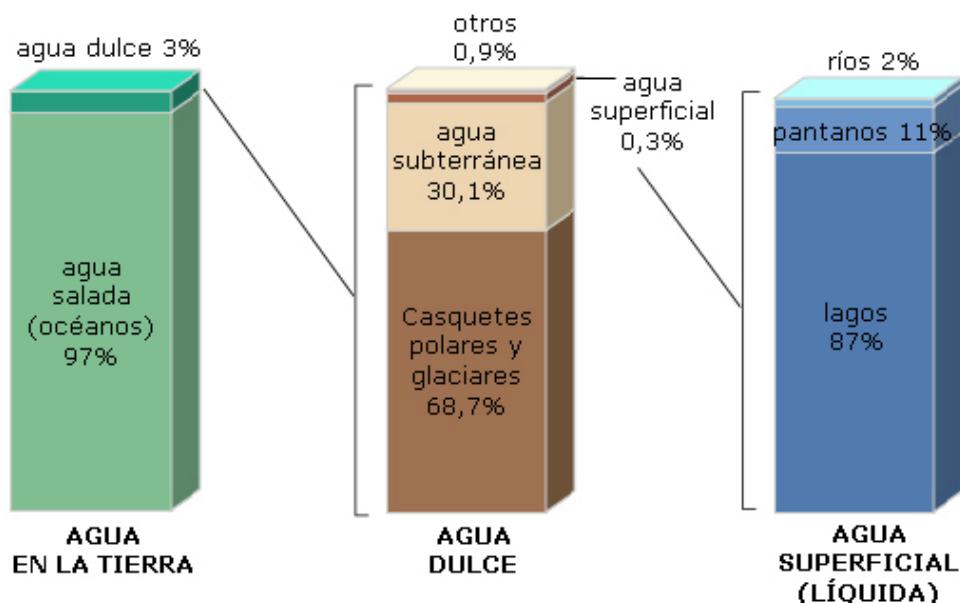


Figura 1.2: Disponibilidad de agua en la Tierra (USGS, 2013).

1.1.2. La importancia de los recursos hídricos

De un modo u otro, todas las formas de vida conocidas dependen del agua. Sus propiedades la convierten en un activo agente, esencial en muchos de los procesos metabólicos que los seres vivos realizan.

Además de precisar los seres humanos el agua para su existencia precisan del agua para su propio aseo y la limpieza. Se ha estimado que los humanos consumen directamente o indirectamente alrededor de un 54% del agua dulce superficial disponible en el mundo. Este porcentaje se desglosa en:

- Un 20%, utilizado para mantener la fauna y la flora, para el transporte de bienes (barcos) y para la pesca; y
- el 34% restante, utilizado de la siguiente manera: el 70% en riego, un 20% en la industria y un 10% en las ciudades y los hogares (Miller, 2005).

El consumo humano representa un porcentaje reducido del volumen de agua consumido a diario en el mundo. La mayor parte del agua se destina a la agricultura, y es utilizada para irrigarlos cultivos. La agricultura es la actividad que más agua demanda, datos de la ONU dicen que menos del 20% de este total llega a la planta; el resto es un inmenso desperdicio que, además, transporta residuos con sustancias tóxicas que inevitablemente van a parar a los ríos, lagos y al agua subterránea. La relación directa entre recursos hídricos y producción de alimentos es crítica por tanto para una población humana en constante crecimiento. La irrigación absorbe hasta el 90% de los recursos hídricos de algunos países en desarrollo (ONU, 2006).

La industria precisa el agua para múltiples aplicaciones, para calentar y para enfriar, para producir vapor de agua o como disolvente, como materia prima o para limpiar. La mayor parte, después de su uso, se elimina devolviéndola nuevamente a la naturaleza. Estos

vertidos, a veces se tratan, pero otras el agua residual industrial vuelve al ciclo del agua sin tratarla adecuadamente. La calidad del agua de muchos ríos del mundo se está deteriorando y está afectando negativamente al medio ambiente acuático por los vertidos industriales de metales pesados, sustancias químicas o materia orgánica.

También se puede producir una contaminación indirecta: residuos sólidos pueden llevar agua contaminada u otros líquidos, el lixiviado, que se acaban filtrando al terreno y contaminando acuíferos si los residuos no se aíslan adecuadamente (ONU, 2006). El agua además se utiliza para la generación de energía eléctrica en base a la energía potencial e hidráulica del recurso hídrico. Este tipo de energía es de bajo coste, no produce demasiada contaminación, y es renovable; sin embargo requiere por lo general del establecimiento de estructuras de tamaño considerable (Fig. 1.3), emplazadas en cursos hídricos superficiales, cuyos ecosistemas se ven significativamente alterados.

1.1.3. La importancia de los recursos hídricos subterráneos

El agua subterránea puede ser barata, fácilmente accesible y vital para un tercio de los riegos y el abastecimiento de la población mundial. En los últimos decenios del siglo pasado ha aumentado su utilización de forma espectacular. Este crecimiento se ha efectuado por los agricultores de países pobres en zonas áridas y semiáridas sin ayuda técnica y económica de los gobiernos. La causa principal para que se produzca este hecho es que el coste del agua subterránea es pequeño comparado con el desarrollo de embalses y canales, puede utilizarse en las proximidades del punto de extracción, y además supone un seguro contra las sequías al tener la mayoría de los acuíferos un almacenamiento de agua decenas o centenares de veces superior a su alimentación media anual (Sahuquillo, 2009).

El agua subterránea cumple una función ambiental en la naturaleza por su contribución a los caudales de ríos, manantiales, lagos, humedales y estuarios, tiene un papel importante en muchos procesos geológicos, y es un solvente activo por lo que el flujo subterráneo actúa como vehículo en el transporte de contaminantes o en el control de la intrusión de aguas salinas. (Custodio, 2001; Younger, 2007).

Históricamente la utilización de aguas subterráneas ha sido un factor clave para el desarrollo de muchas ciudades. Algunas de las más pobladas del mundo se abastecen mayoritariamente con aguas subterráneas. Entre ellas están México, Calcuta, Shangai, Buenos Aires, Dhaka, Manila, Pekín, París, Londres y New York. España es uno de los países europeos donde el porcentaje de utilización de aguas subterráneas para usos urbanos es más bajo, solo alcanza a un 30% de la población, siendo habitual en los europeos superar el 70 %, es casi el 100 % en Dinamarca, y supera al 50 % en los Estados Unidos (Hutson y col., 2004). En EE.UU. la utilización relativa de aguas subterráneas para riego ha ido creciendo de forma continua, desde el 23% del total en 1950 hasta el 42% en el 2000. Este porcentaje supera el 50% en la mayoría de los estados del Oeste. La extracción total de agua subterránea para todos los usos en 2000 fue de 115 km³; un 14% más que en 1985 (Sahuquillo, 2009).



Figura 1.3: Represa Daniel Palacios y reservorio de Amaluza del Sistema Paute Integral (tomado de <http://www.flickr.com/photos/presidenciaecuador/4252230026>).

En el Sureste de Asia, el norte de China, México y en casi todas las regiones áridas y semiáridas del mundo se ha producido en las tres últimas décadas un aumento exponencial del riego con aguas subterráneas, en un proceso que Llamas (2004) denomina como revolución silenciosa por haberse realizado por millones de agricultores pobres de esos países, que han perforado millones de piezómetros, sin apenas control ni ayuda técnica de las agencias de agua, ni subvenciones del estado o de organismos estatales. Piezómetros de los que estima que es probable se extraigan entre 700 y 1000 km³/año de agua. La causa principal para que se produzca este hecho es que el coste de la explotación de las aguas subterráneas es relativamente pequeño, cuando este recurso se encuentra a profundidades accesibles de forma económica, es decir cuando no se requieren perforaciones profundas para su extracción.

1.1.4. Los modelos numéricos como herramientas de planificación y gestión de los recursos hídricos (subterráneos)

Los modelos (numéricos) hidrogeológicos constituyen una herramienta básica de apoyo a las decisiones para la gestión de recursos hídricos y se utiliza para contabilizar las entradas y salidas de masa de agua o de soluto en el espacio y en el tiempo (Vázquez, 1997). En este contexto, un modelo hidrogeológico tiene la virtud de poder predecir el futuro de distintos escenarios posibles. Por ejemplo, la posible entrada en explotación de nuevos piezómetros de bombeo o cómo afectaría al sistema hidrogeológico la construcción de un obra singular en el territorio (un trasvase, recarga artificial, etc.; Sánchez y Fernández, 2008).

Dentro de la hidrogeología urbana las consideraciones económicas asociadas a la evolución de las aguas subterráneas se deben incluir en un contexto de gestión de los recursos. Se distingue entre un contexto global (ámbito de actuación, costes asociados,

interacción con otros aspectos de la gestión del agua, planificación urbanística, etc.) y un contexto local.

En el contexto global se incluye el modelo hidrogeológico y la red de observación permanente. La interrelación entre ambos permite definir las áreas de mayor riesgo de ciudades, de esta manera poder diseñar sistemas de extracción adecuados para controlar el ascenso de niveles si ello fuese necesario. En el contexto local el modelo puede usarse para definir actuaciones puntuales, obras de aprovechamiento locales, así como para predecir los posibles efectos de tales acciones (Vázquez-Suñé y col., 2005). Como por ejemplo las posibles afecciones que puede producir sobre los acuíferos adyacentes la construcción de un parque fluvial.

El estudio de detalle para este tipo de proyectos tiene por objetivo cuantificar el agua que es susceptible de recargar los acuíferos en extensas zonas húmedas, cuál puede ser su efecto sobre el conjunto de los acuíferos, a qué estructuras urbanas se puede afectar y en cualquier caso cuáles serán las acciones a realizar para corregir dichos impactos.

1.2. Objetivos del estudio

En el contexto Europeo, y en particular en el ámbito Belga, existe la necesidad de planificar y gestionar sus recursos hídricos subterráneos, los mismos que, como ya se ha mencionado con anterioridad, son de vital importancia para el consumo humano y otros usos tales como el agrícola e industrial. En este sentido, existe la necesidad de producir herramientas de apoyo que sirvan para que los tomadores de decisiones basen sus actuaciones en análisis con rigor técnico/científico. Estas herramientas consisten principalmente en modelos numéricos para el análisis de los sistemas subterráneos (flujo, contaminación, etc.).

Por lo tanto, una vez identificada la problemática asociada al presente estudio, la hipótesis del mismo es que se puede llegar a desarrollar modelos numéricos para las cuencas de estudio que produzcan simulaciones aceptables, con la posibilidad de que éstos se empleen a futuro para aspectos de análisis de escenarios y gestión de los recursos hídricos de las cuencas de estudio.

Así, el objetivo general del presente estudio es contribuir a esta planificación y gestión, mediante la definición de herramientas numéricas de simulación de flujo subterráneo, en un inicio para la modelización de dos cuencas de tamaño medio, ubicadas en Bélgica-Europa, para las cuáles se cuenta con información más o menos aceptable. Estas cuencas presentan una explotación significativa de recursos subterráneos y tienen características distintas, tanto físicas como de información disponible para la presente modelización. Esta modelización de flujo subterráneo se efectuará considerando aproximaciones diferentes en términos de la estructura de los modelos numéricos a utilizarse.

En cuanto a los objetivos específicos del estudio, éstos se definen en función de las diversas tareas que deberán llevarse a cabo a fin de abordar con éxito el objetivo general del mismo. Así, los siguientes son los objetivos específicos del estudio:

- Recopilación y procesamiento de información necesaria para la modelización hidrogeológica de las cuencas de estudio.
- Definición del modelo conceptual de las cuencas de estudio.
- Análisis y selección de las herramientas numéricas de simulación.
- Preparación de los modelos numéricos de las cuencas de estudio.
- Calibración, validación y análisis de sensibilidad de los modelos.

1.3. Modelos hidrológicos

Un modelo es la representación simplificada de un sistema complejo (Wang y Anderson, 1982; Refsgaard, 1997) tal como el sistema hidrológico, el cual se define como un conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos que actúan sobre una o más variables de entrada y las convierte en una o más variables de salida. Los procesos que están implícitos en la definición de un sistema hidrológico son los relacionados con el balance hídrico y el ciclo hidrológico de la cuenca de un río.

El proceso de modelización numérica de fenómenos naturales y el desarrollo de herramientas para este fin, ha sido de vital importancia para el incremento del conocimiento, el manejo o el análisis de dichos fenómenos. La comunidad científica ha centrado un especial interés a la modelización del sistema hidrológico y sus diversos procesos por la importancia que las cuencas representan como medios reguladores del agua y proveedores de otros servicios naturales (Anderson y Woessner, 1992; Refsgaard, 1997; Vázquez, 2003).

1.3.1. Clasificación de los modelos

Debido a la complejidad de los sistemas hidrológicos y a la cantidad de parámetros y variables imaginables dentro del mismo, el modelamiento de éste se lleva a cabo dentro de una serie de abstracciones para intentar representar dicho sistema que naturalmente funciona de manera cerrada, lo cual da lugar a una gama amplia de tipos de modelos y de principios de modelización (Refsgaard, 1997; Vázquez, 2003).

De aquí, que dichas simplificaciones y abstracciones de los procesos han orientado el modelaje a una clasificación de estos en dos grandes grupos, los cuales pueden ser: (i) Modelos Determinísticos, que a su vez pueden ser clasificados de acuerdo a la descripción del proceso físico como: *Empíricos*, *Conceptuales* y *Físicos*; y de acuerdo a la descripción espacial de la cuenca como: *agrupados* y *distribuidos* (Anderson y Woessner, 1992). Por otro lado, en el segundo grupo están los (ii) modelos Estocásticos, los cuales usan series de información temporal para ser luego tratadas estadísticamente con la finalidad de reproducir dichos fenómenos bajo ciertas características de probabilidad (Abbott y Refsgaard, 1996). Las diferencias en complejidad y aplicabilidad de los modelos determinísticos han sido un fenómeno científico de desarrollo de algunas décadas, apoyadas por el paralelo desarrollo de herramientas computacionales, así como de teorías matemáticas para la solución de modelos que van desde los más simples o agregados, hasta lo más complejos o físicos distribuidos, requiriendo estos últimos el mayor esfuerzo computacional debido a la complejidad de las representaciones físicas del fenómeno hidrológico integrado.

En la presente tesis se han estudiado las características principales de los modelos numéricos disponibles, de donde se ha preferido utilizar modelos determinísticos espacialmente distribuidos, como MIKE SHE (Refsgaard y Storm, 1995) y modelos determinísticos concentrados (agregados) conceptuales, como NAM (Refsgaard y Knudsen, 1996); ya que son capaces de hacer frente a todos los requisitos definidos en el modelo conceptual.

1.3.2. Modelización de flujo subterráneo

Los modelos de aguas subterráneas desempeñan un papel importante en el desarrollo y gestión de los recursos de aguas subterráneas, y en la predicción de los efectos de las medidas de gestión. Con el rápido incremento en el poder computacional y la amplia disponibilidad de computadoras y software, el modelado de aguas subterráneas se ha convertido en una herramienta estándar de hidrogeólogos para llevar a cabo con eficacia la mayoría de las tareas. Se han utilizado modelos de flujo de agua subterránea como (Zhou y Li, 2011):

- herramientas interpretativas para la investigación de la dinámica del sistema de aguas subterráneas y la comprensión de los patrones de flujo,
- herramientas de simulación para el análisis de las respuestas del sistema de aguas subterráneas a las tensiones,
- herramientas para la evaluación de la recarga, los procesos de almacenamiento y descarga de acuíferos, y para cuantificar el rendimiento sostenible;
- herramientas de predicción de las condiciones o los impactos de las actividades humanas futuras,
- herramientas de apoyo para la planificación de la recolección de datos y el diseño de soluciones prácticas,
- herramientas de análisis para la evaluación del desarrollo de las aguas subterráneas,
- herramientas de gestión para la evaluación de políticas alternativas; y
- como herramientas de visualización para comunicar mensajes clave al público y en la toma de decisiones.

1.3.3. Métodos numéricos empleados para la resolución de las ecuaciones diferenciales embebidas en los modelos numéricos de flujo subterráneo

Las ecuaciones incluyen derivadas parciales que describen el flujo subterráneo, que pueden resolverse matemáticamente utilizando soluciones analíticas o numéricas. Las ventajas de una solución analítica, siempre que sea posible, es que permite proporcionar una solución exacta de la ecuación rectora, y a menudo resulta relativamente sencillo y eficiente de obtener. Se han desarrollado muchas soluciones analíticas para la ecuación de flujo; sin embargo la mayoría se limitan a los problemas hidráulicos de los piezómetros, que implican simetría radial (Walton, 1962; Lohman, 1972; Reed, 1980; Anderson y Woessner, 1992). En general, para obtener la solución analítica exacta de la ecuación en derivadas parciales se necesita que las propiedades y los contornos del sistema de flujo estén muy idealizados (Konikow, 1996).

Una alternativa para los problemas en los que los modelos analíticos son inadecuados es la aproximación numérica de las ecuaciones en derivadas parciales. Para poder realizar este cambio, las variables continuas se sustituyen por variables discretas que se definen en los bloques (celdas) de la malla (o en los nodos). Así que la ecuación diferencial continua, que define el nivel piezométrico, se reemplaza por un número finito de ecuaciones algebraicas que definen el nivel piezométrico o la concentración del soluto en puntos específicos. Este sistema de ecuaciones algebraicas generalmente se resuelve utilizando técnicas matriciales. Esta aproximación constituye lo que se denomina un modelo numérico (Anderson y Woessner, 1992; Konikow y Reilly, 1998).

Se han considerado dos clases principales de métodos numéricos para resolver la ecuación de flujo subterráneo. Estos son los métodos de (i) diferencias finitas; y (ii) la de elementos finitos. Cada una de estas dos clases más importantes incluye una variedad de subclases y de alternativas de implementación. Remson y col. (1971), y Wang y Anderson (1982),

entre otros, han presentado discusiones sobre la aplicación de estos métodos numéricos para resolver los problemas de hidrología subterránea. Estas aproximaciones numéricas requieren una subdivisión del área de interés por medio de una malla que consta de celdas asociadas a los nodos.

Los métodos de diferencias finitas aproximan las primeras derivadas de las ecuaciones en derivadas parciales como cocientes diferenciales, las diferencias entre los valores de las variables en los nodos adyacentes, en el espacio y en el tiempo, respecto al intervalo entre aquellos nodos adyacentes (Von Rosenberg, 1969; Remson y col., 1971; Peaceman, 1977). Los métodos de diferencias finitas utilizan funciones que contienen las variables y los parámetros dependientes para evaluar la fórmula integral equivalente de las ecuaciones en diferencias parciales. Huyakorn y Pinder (1983) presentan un análisis y una revisión de la aplicación de los métodos de elementos finitos aplicados a los problemas de la hidrología subterránea. En ambos métodos numéricos la discretización del espacio y del tiempo supone el problema de los contornos continuos que permite que la solución de la ecuación en diferencias parciales se reduzca a la resolución simultánea de un sistema de ecuaciones algebraicas. Estas ecuaciones se resuelven de manera iterativa o por métodos matriciales directos.

Cada método aproximativo presenta ventajas y desventajas, por lo general los métodos en diferencias finitas son más simples a nivel conceptual y a nivel matemático, y son más fáciles de programar. Presentan una malla rectangular relativamente sencilla, lo que también facilita la entrada de datos. Los métodos con elementos finitos generalmente requieren una matemática más sofisticada, pero, en algunos problemas puede resultar más precisa la solución numérica con los métodos de elementos finitos que con diferencias finitas. Una de las ventajas más importantes de los métodos con elementos finitos es la flexibilidad de la malla, que permite obtener una aproximación espacial buena ya que se adapta bien a los contornos irregulares del modelo y además permite considerar una discretización más fina en aquellas zonas del acuífero en las que se requiera una información más detallada. No obstante la entrada de datos es más difícil para una malla irregular de elementos finitos que para una malla regular de diferencias finitas (Konikow, 1996).

1.3.4. Discretización de los modelos de flujo subterráneo

Una de las ventajas más importantes de los métodos con elementos finitos es la flexibilidad de la malla, elementos irregulares y no ortogonales (Fig. 1.4) que permiten obtener una aproximación espacial buena ya que se adapta bien a los contornos irregulares del modelo y además permite considerar una discretización más fina en aquellas zonas del acuífero en las que se requiera una información más detallada (Konikow, 1996). No obstante la entrada de datos es más difícil para una malla irregular de elementos finitos que para una malla regular ortogonal de diferencias finitas como la que utiliza el modelo MIKE SHE (Fig. 1.4b). Sin embargo dentro de los modelos de diferencias finitas existen códigos que permiten el uso de mallas irregulares ortogonales como es el caso del modelo MODFLOW (Fig. 1.4c). Como se puede observar en la Fig. 1.4, la malla rectangular ortogonal de diferencias finitas (MIKE SHE) aproxima los contornos del acuífero escalonadamente, lo que hace que hayan nodos o celdas fuera del acuífero. La malla rectangular irregular (MODFLOW) aproxima de mejor manera los contornos del acuífero, mientras que los elementos irregulares de la malla

de elementos finitos se ajustan bastante bien a los contornos del acuífero utilizando un número mínimo de nodos.

1.3.5. Ejemplos de modelos empleados en el estudio y la gestión de recursos subterráneos

Existen dos grandes grupos de modelos para el estudio del flujo subterráneo, estos se basan en los métodos numéricos que utilizan para resolver las ecuaciones predominantes del modelo. Existen modelos basados en diferencias finitas, tales como MIKE SHE (DHI, 2007), SHARP (Leyva, 2010), MODFLOW (USGS, 2013), que normalmente forma parte de entornos más amigables de modelización tales como VISUAL MODFLOW (SWS, 2013) o GROUNDWATER VISTAS (Leyva, 2010); y los modelos basados en elementos finitos tales como FEFLOW (DHI, 2013), SEEP/W (GSI, 2013), SLIDE (Rocscience, 2013), VAM2D (SSG, 2013) entre algunos de los más usados. Cada uno de estos modelos presenta ventajas y desventajas entre sí como se explica a continuación.

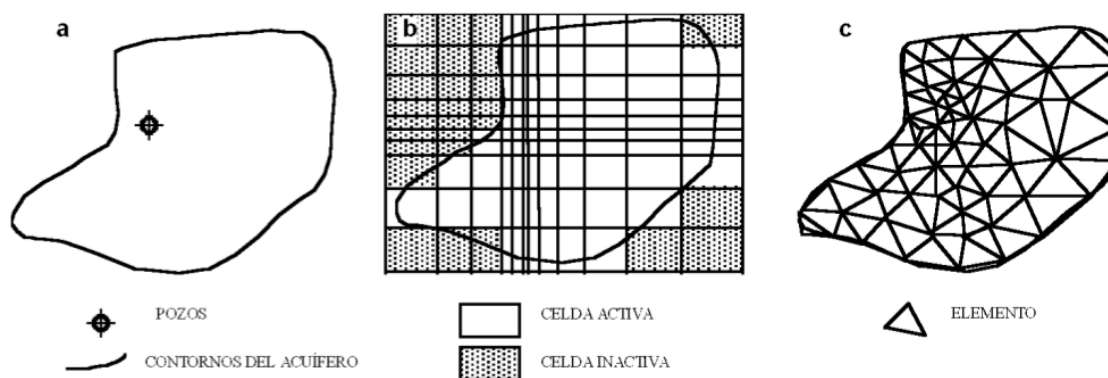


Figura 1.4: Aplicación hipotética de las mallas de (a) diferencias y (b) elementos finitos en un acuífero con contornos irregulares (Konikow, 1996).

1.3.5.1. Ejemplos de modelos basados en diferencias finitas

MIKE SHE

El modelo MIKE SHE, un producto comercial del Instituto Hidráulico Danés (Danish Hydraulic Institute; DHI), está basado en el Sistema Hidrológico Europeo (Système Hydrologique Européen; SHE). El modelo SHE es un sistema determinístico, espacialmente distribuido y de base física. Fue desarrollado a partir de la constatación de que los modelos de escorrentía y precipitación convencionales no son adecuados para muchos problemas hidrológicos urgentes, especialmente aquellos relacionados con el impacto de la actividad del hombre, los cambios en los usos del suelo y la calidad del agua. En la Fig. 1.5 se puede observar la estructura del modelo MIKE SHE, que tiene una estructura modular con seis componentes principales, cada uno de los cuales se refiere a un proceso físico importante del ciclo hidrológico de una cuenca (DHI, 2007).

MIKE SHE tiene una amplia gama de aplicaciones, se ha utilizado en muchos centros de investigación y proyectos de consultoría alrededor del mundo, obteniendo experiencias que cubren un amplio rango de climas y regímenes hidrológicos (Refsgaard y Storm, 1995). Se ha utilizado para el análisis, planificación y gestión de una amplia gama de recursos de agua y problemas ambientales y ecológicos relacionados con el agua superficial y subterránea, tales como:

- Manejo y planeación de cuencas hidrológicas.
- Diseño, gestión y optimización de abastecimiento de agua.
- Manejo de problemas de riego y drenaje.
- Manejo de suelo y agua.
- Impacto en el agua superficial por la extracción de agua subterránea.
- Uso conjunto de agua superficial y subterránea.
- Gestión y restauración de pantanos.
- Evaluaciones ecológicas.
- Manejo de agua subterránea.
- Evaluación del impacto ambiental.
- Cartografía de la vulnerabilidad de acuíferos.
- Contaminación producida por desechos.
- Remediación de la calidad de aguas superficiales y subterráneas.
- Estudios de inundaciones.
- Impactos de los usos del suelo y cambios de clima.
- Impactos de la agricultura (irrigación, drenajes, nutrientes y pesticidas).

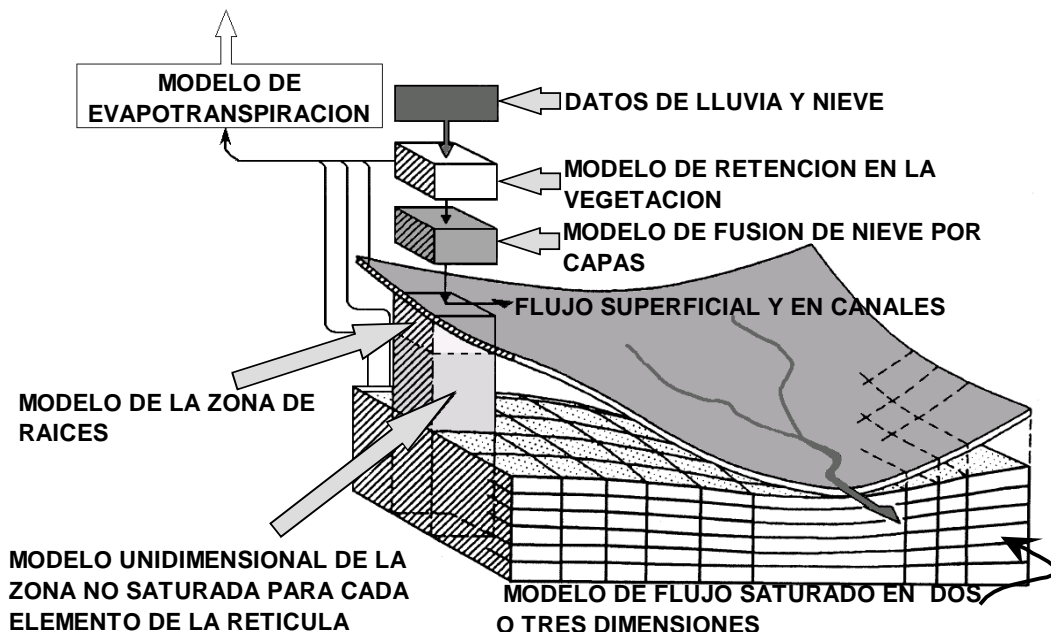


Figura 1.5: Esquema del módulo principal del código distribuido MIKE SHE (Vázquez y Feyen, 2004).

MODFLOW

MODFLOW (Modular three-dimensional finite-difference groundwater model) es el código para la modelización de aguas subterráneas en 3D basado en diferencias finitas desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). MODFLOW simula el flujo estable y no estable de un sistema de flujo irregular formado en el cual las capas acuíferas pueden ser confinadas, no confinadas, o una combinación de confinado y no confinado. Pueden simularse las presiones externas del flujo, como el flujo de piezómetros, recarga regional, evapotranspiración, flujo de alcantarillado, y el flujo a través del cauce. Las conductividades hidráulicas para cualquier capa pueden diferenciarse espacialmente y ser anisotrópicos (restringiendo las direcciones principales alineadas con los ejes de la malla), y el coeficiente de almacenamiento puede ser heterogéneo. Las cargas específicas y fronteras de flujo específicas pueden simularse como carga de flujo dependiente a través

de la frontera externa del modelo que permite al agua suministrarse a un bloque de frontera en el área modelada con un gasto proporcional a la carga de corriente diferenciada entre una fuente de agua fuera del área modelada y el bloque de frontera.

La estructura modular de MODFLOW (Fig. 1.6) es un marco sólido para las simulación del régimen de aguas subterráneas, su interacción son los sistemas de agua superficial, el transporte de solutos, el flujo de densidad variable, el flujo en la zona no saturada, la compactación del sistema de acuíferos y el hundimiento de la tierra, la estimación de parámetros, y la gestión de las aguas subterráneas (USGS, 2013).

MODFLOW no es un modelo precisamente sencillo en su utilización, es por ello que se han creado entornos de modelación en función del código original que le añaden un interfaz de usuario mucho más cómoda, tanto para introducir los parámetros del modelo como para poder observar los resultados. Dentro de estos entornos de modelación los más conocidos son Visual MODFLOW y GROUNDWATER VISTAS.

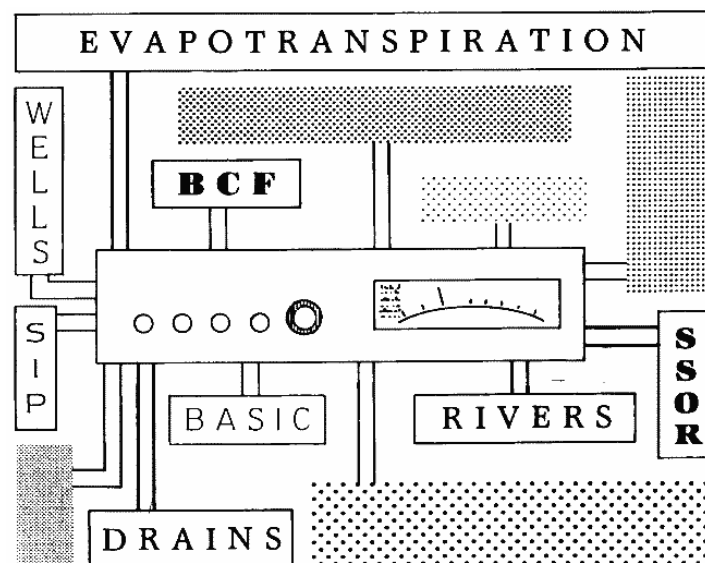


Figura 1.6: Representación esquemática de la estructura del modelo MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1983).

Visual MODFLOW

Visual MODFLOW es un entorno de modelización actualmente desarrollado por Schlumberger Water Services (SWS, 2013). Este entorno de modelización (Fig. 1.7) incluye un completo juego de herramientas para el desarrollo de modelos de calidad de agua, suministro de agua subterránea, incluyendo (SWS, 2013): MODFLOW (2000, 2005), NWT, MODFLOW-LGR, SEAWAT, MT3DMS, MODPATH, Zone Budget, PHT3D y PEST.

Visual MODFLOW permite evaluar la incertidumbre y mejorar el modelo de credibilidad a través de comparaciones y análisis de múltiples escenarios de modelización todo dentro de un solo proyecto (SWS, 2013). Este paquete permite entre otros aspectos:

- La gestión de múltiples modelos de escenarios en un solo proyecto.
- Hacer comparaciones visuales y numéricas directas entre diferentes escenarios de modelización.
- Calcular las diferencias entre múltiples ensayos del modelo, con la posibilidad de considerar distintas resoluciones espaciales de modelización.

- Comparar y analizar múltiples escenarios de modelado para seleccionar el modelo más realista.

Visual MODFLOW permite presentar y comunicar eficazmente los resultados con representaciones visuales del modelo hidrogeológico, como (SWS, 2013):

- Visualizar todos los datos, incluidos los modelos conceptuales, redes numéricas, datos de entrada (zonas de propiedad, condiciones de contorno, etc) y los datos de salida (niveles piezométricos, trayectorias) en 2D, 3D y multi-vista.
- Crear vistas de corte longitudinal y transversal que permiten ver el interior de su modelo
- Generar animaciones y películas en 3D
- Añadir isolíneas, contornos, trayectorias y sombreado de color
- Integración de imágenes raster (mapas de sitio, imágenes de satélite) sobre superficies 3D

GROUNDWATER VISTAS

Groundwater Vistas (GV) es un singular entorno de modelado de aguas subterráneas que combina un poderoso modelo de sistema de diseño gráfico con herramientas de análisis exhaustivo. GV es un sistema de diseño gráfico para MODFLOW y otros modelos similares, como MODPATH y MT3D (Fig. 1.8). GV muestra el modelo de diseño tanto en los planos como en las secciones transversales, utilizando una fracción de la ventana (las dos opiniones son visibles al mismo tiempo). Los resultados del modelo se presentan utilizando contornos, contornos sombreados (color de inundación), vectores de velocidad, y el análisis detallado del balance de masa. Los rastros de partículas de MODPATH también son mostradas tanto en los planos como en las secciones transversales. Otro aspecto singular de GV es su uso de la malla independiente de las condiciones de frontera. La malla independiente de las fronteras no cambia de posición si la malla es modificada. Esto le permite hacer grandes cambios en la malla sin perder tiempo reparando la ubicación de las fronteras (Leyva, 2010).

GV está diseñado para ser un modelo de sistema independiente. Esto significa que el usuario sólo tendrá que aprender un programa de software con el fin de utilizar una amplia gama de modelos de agua subterránea (de manera similar a lo que acontece con Visual MODFLOW). En la versión actual (2013), GV es compatible con los siguientes modelos (Leyva, 2010): MODFLOW, MODFLOW-2000, MODFLOW-SURFACT, MT3D, MODFLOWT, MODFLOWPATH, PATH3D, PEST, RT3D, Stochastic MODFLOW/MODPATH/MT3D, y SWIFT.

SHARP

Es un modelo numérico cuasi-tridimensional de diferencias finitas para simular la separación del flujo de agua dulce y agua salada por una interfaz SHARP en el sistema de capas acuíferas costeras.

Cuando el ancho de la zona de transición de agua dulce – agua salada es pequeña en relación con el espesor del acuífero, se puede suponer que el agua dulce y de agua salada están separadas por una fuerte interfaz.

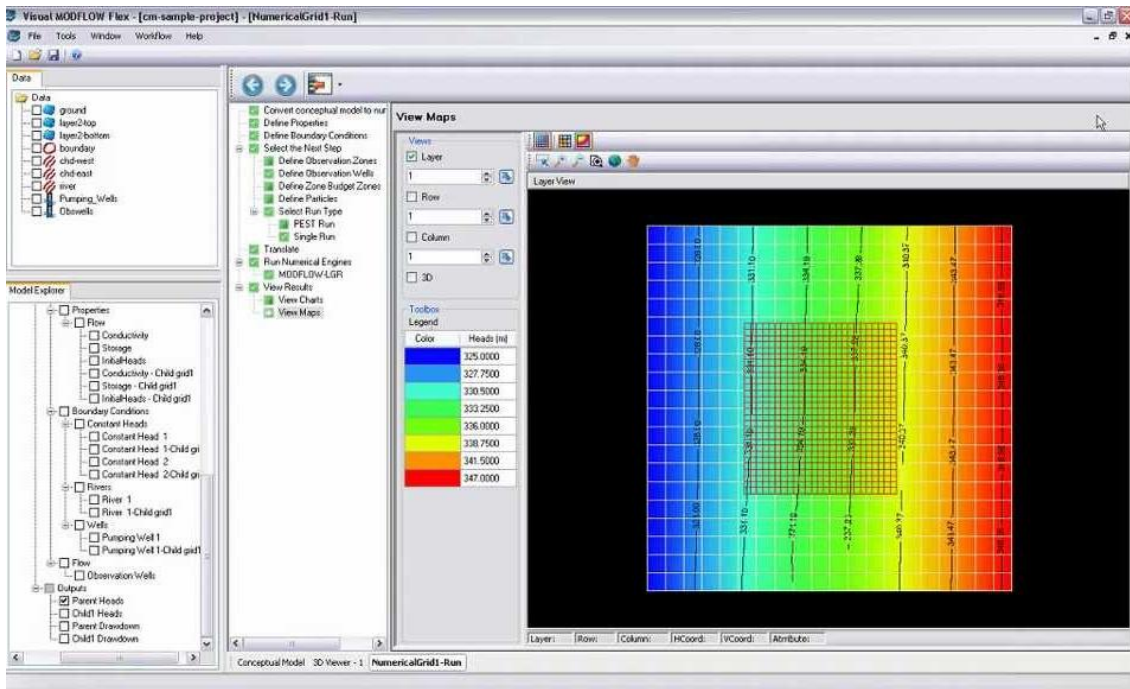


Figura 1.7: Ilustración de la interfaz del entorno de modelado Visual MODFLOW (tomado de <http://www.groundwatersoftware.com/newsletter/aug01/gifs/captureflood.gif>).

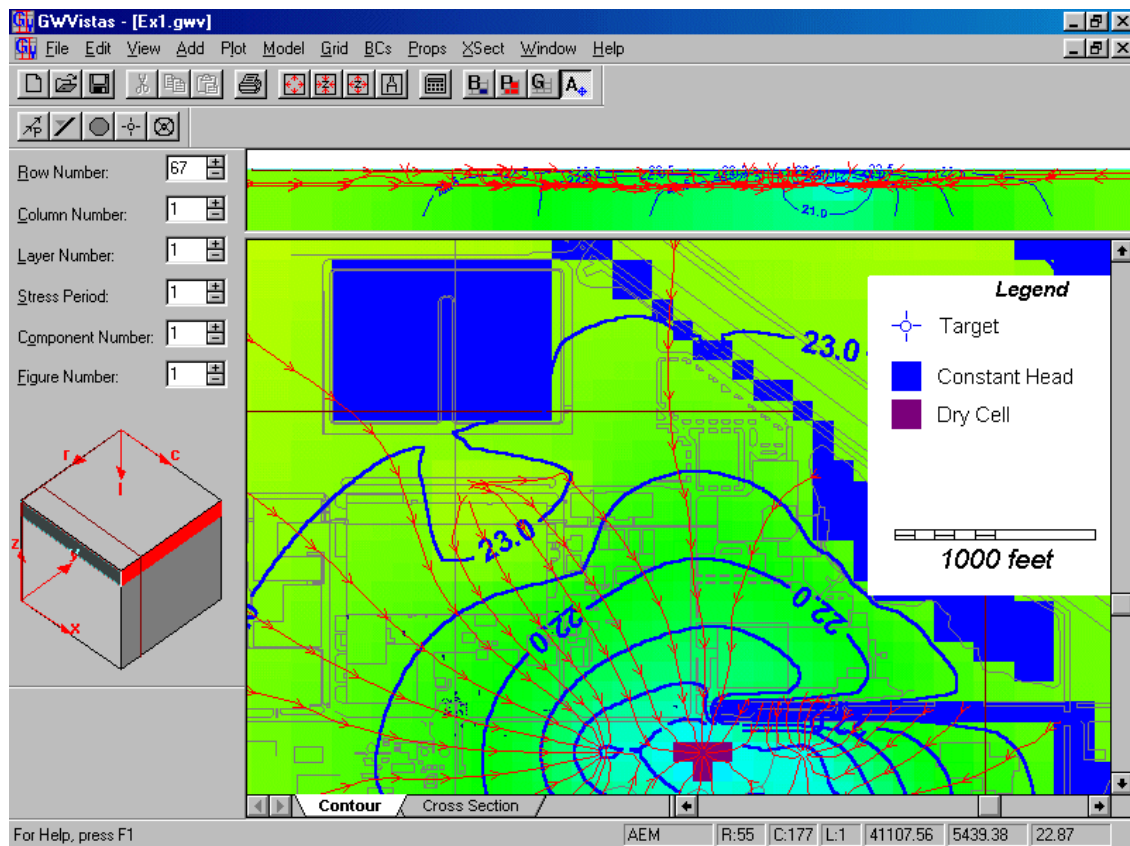


Figura 1.8: Ilustración de la interfaz del entorno de modelización Groundwater Vistas (tomado de <http://www.groundwatersoftware.com/newsletter/aug01/gifs/captureflood.gif>).

El fuerte enfoque de la interfaz de modelado, junto con la integración vertical de las ecuaciones de flujo del acuífero, facilita los estudios de las zonas costeras en escala regional. Este enfoque no da información sobre la naturaleza de la zona de transición, pero reproduce la dinámica del flujo regional del sistema y la respuesta de la interfaz al aplicarse

destaca. SHARP es un método numérico cuasi-tridimensional, que resuelve aproximaciones por diferencias finitas de las ecuaciones de flujo de agua dulce y agua salada separadas por una fuerte capa de interfaz en los sistemas acuíferos costeros. El modelo es cuasi-tridimensional porque cada acuífero está representada por una capa de flujo en el que se supone que es horizontal (Leyva, 2010).

1.3.5.2. Ejemplos de modelos basados en elementos finitos

FEFlow

FEFlow (Finite Element subsurface FLOW system), desarrollado por DHI-WASY filial Alemana del grupo DHI, es un paquete de software profesional para la modelización de flujo de aguas subterráneas y transporte de los constituyentes disueltos y/o procesos de transporte de calor en el subsuelo. Proporciona un avanzado entorno de modelación basado en gráficos en 2 y 3 dimensiones para realizar flujos complejos de aguas subterráneas, transporte de contaminantes y modelación el transporte de calor (Fig. 1.9). El código numérico está basado en elementos finitos y ofrece una discretización más fina en zonas de interés. Además el programa contiene herramientas de pre- y post-procesamiento y algoritmos de cómputo sumamente eficientes. Su ámbito de aplicación varía de modelos simples de escala local a modelos complejos de gran escala (DHI, 2013).

FEFLOW es un paquete de software de modelización de aguas subterráneas para combinar con éxito potentes características gráficas con sofisticadas herramientas de análisis de algoritmos numéricos y robustos para:

- Flujo que depende de la densidad (intrusión de agua salada).
- Flujo en estado estacionario y transitorio.
- Flujo saturado y no saturado.
- Múltiples superficies libres (nivel de agua).
- Transporte de masa y calor.

FEFLOW se ha diseñado para satisfacer las necesidades avanzadas de la tecnología de modelización de expertos profesionales que se ocupan de proyectos de modelización compleja de las aguas subterráneas. Los principales componentes de Feflow incluyen (Leyva, 2010):

- Una amplia selección de herramientas gráficas para la creación de la malla de elementos finitos, la asignación de las zonas de propiedad y el establecimiento de condiciones de frontera.
- Datos importados y rutinas de interpolación incluidos en una interfaz de datos ArcInfo (ESRI) GIS.
- Robusto algoritmos numéricos y técnicas de solución.
- Interpretación de datos en tiempo real.
- Visualización en 3-D.

Estos componentes garantizan un eficaz proceso para la construcción del modelo de elementos finitos, ejecutar la simulación y visualización de los resultados. FEFLOW es un completo entorno de modelado integrado con todas las funciones de interfaz gráfica y numérica poderosos motores que permiten al usuario (Leyva, 2010):

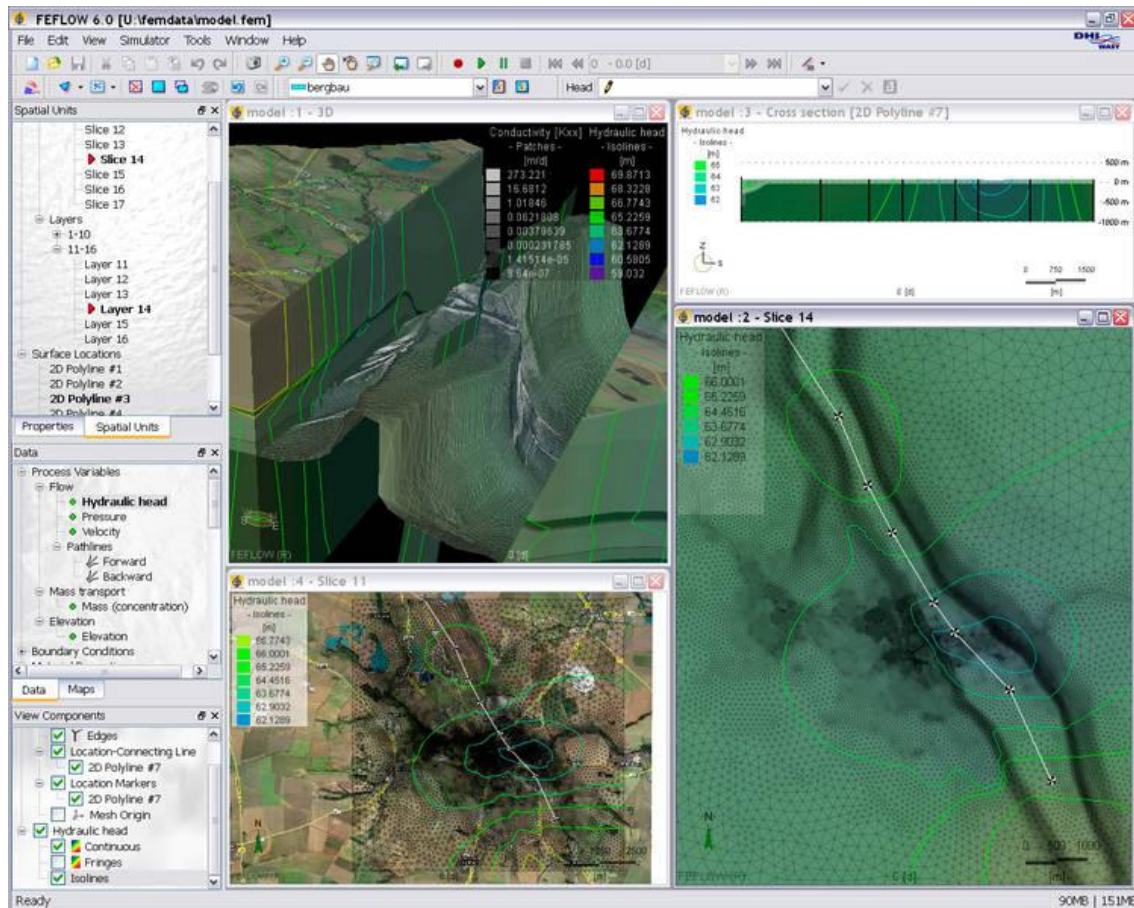


Figura 1.9: Ilustración de la interfaz del modelo FEFLOW (tomado de <http://www.feflow.info/story.html>).

- Crear gráficamente mallas de elementos finitos para formaciones geológicas simples o complejas;
- importar y vincular datos de fuentes externas a través del sistema de intercambio de acoplamiento GIS/DATA de Feflow;
- asignar todos los parámetros de flujo y transporte;

SEEP/W

SEEP/W (Seepage Water) es un código capaz de modelar geometrías bidimensionales para problemas que van desde casos simples de flujo en medios porosos saturados para un régimen estacionario a análisis más sofisticados de flujo saturado-no saturado en condiciones de régimen transiente.

SEEP/W es parte de Geostudio, una herramienta integrada que permite el uso de un set de programas orientados a la solución de problemas de ingeniería geotécnica (Fig. 1.10). Al usar Geostudio es posible ejecutar todos estos programas en un ambiente común, permitiendo definir un solo modelo que es compartido por todos los programas. Geostudio, fue desarrollado por Geo-Slope Internacional Ltd.

El código resuelve las ecuaciones que dominan el modelo mediante el método Galerkin de residuos ponderados aplicado a una malla de elementos finitos que pueden ser de 4 lados o triangulares. La integración en el tiempo se realiza mediante un método de diferencias finitas (GSI, 2013).

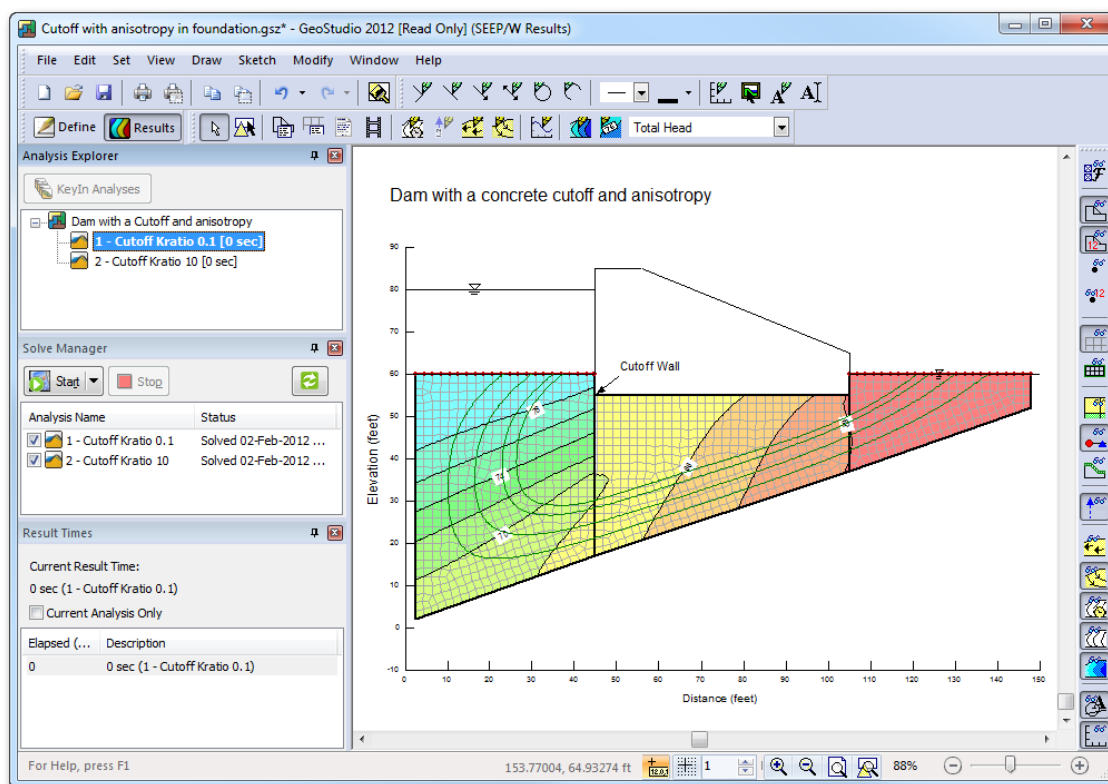


Figura 1.10: Ilustración de la interfaz del modelo SEEP/W (tomado de <http://static.geoslope.com/images/screen-seep-full.png>).

Micro FEM

Programa de elementos finitos para acuíferos múltiples en estado estacionario y modelado de flujo transitorio de agua subterránea. Micro FEM es un conjunto de varios programas que le llevará a través de todo el proceso de modelado de las aguas subterráneas, a partir de la generación de una malla a través de las fases de pre-procesamiento, cálculo, post-proceso, y el trazado de la interpretación gráfica. Acuíferos confinados, semiconfinados, freáticos y sistemas de acuíferos múltiples semiconfinados se pueden simular con un máximo de 16 acuíferos. El número máximo de nodos es 12,500. No se establecen limitaciones para el número de piezómetros (Leyva, 2010).

Una de las principales características de Micro FEM es la interfaz de uso fácil. El completo control de los gráficos hace de alguna manera que se consuma mucho tiempo y sea propenso a errores en el proceso de modelo de parámetros de entrada más fácil. Lo mismo es cierto para la interpretación de los resultados, la visualización de los contornos, líneas de flujo, vectores de flujo, etc., se logra con un par de pulsaciones de teclado. Los resultados se pueden guardar en formato HPGL y DXF.

Su capacidad, flexibilidad y facilidad de uso han hecho de Micro FEM uno de los paquetes de modelado de aguas subterráneas más utilizados (Leyva, 2010).

VAM2D

VAM2D (Variably-Saturated Analysis Model in 2 Dimensions) es un modelo de elementos finitos en dos dimensiones que simula el flujo de agua subterránea transitoria o de un estado estacionario y así como el transporte de contaminantes en medios porosos. VAM2D analiza los problemas de flujo no confinados con un enfoque de modelado saturado/no saturado

riguroso utilizando técnicas numéricas eficientes. El balance de masa se mantiene incluso cuando se simulan las relaciones no lineales de humedad del suelo. También se puede simular los efectos de histéresis en la curva de retención de agua. Además se puede trabajar con una amplia gama de condiciones de contorno incluyendo las condiciones de la tabla de agua, la recarga, la infiltración, evapotranspiración, condiciones de bombeo. La parte de transporte de contaminantes puede simularse por advección, dispersión hidrodinámica, equilibrio de sorción y degradación de primer orden (Kozak y col., 1989).

VAM2D se puede utilizar para (i) simular el flujo del agua subterránea en acuíferos confinados o no confinados, así como la humedad y el movimiento de solutos en zonas no saturadas; (ii) predecir la extensión de contaminantes y tasas de migración para mejorar planes de monitoreo y recuperación; (iii) simular el flujo de agua en la zona saturada alrededor de un depósito nuclear y llevar a cabo la evaluación de riesgo potencial de migración de radionucleidos (SSG, 2013).

SLIDE

SLIDE (Rocscience, 2013) es un programa de estabilidad de taludes en dos dimensiones (Fig. 1.11) para evaluar el factor de seguridad o la probabilidad de fracaso, de superficies de falla circular o no circular en taludes de suelo o de roca. SLIDE es una herramienta muy sencilla de utilizar, y sin embargo, se pueden crear y analizar rápido y fácilmente modelos muy complejos que incluyan carga externa, aguas subterráneas, diferentes tipos de apoyos entre otros.

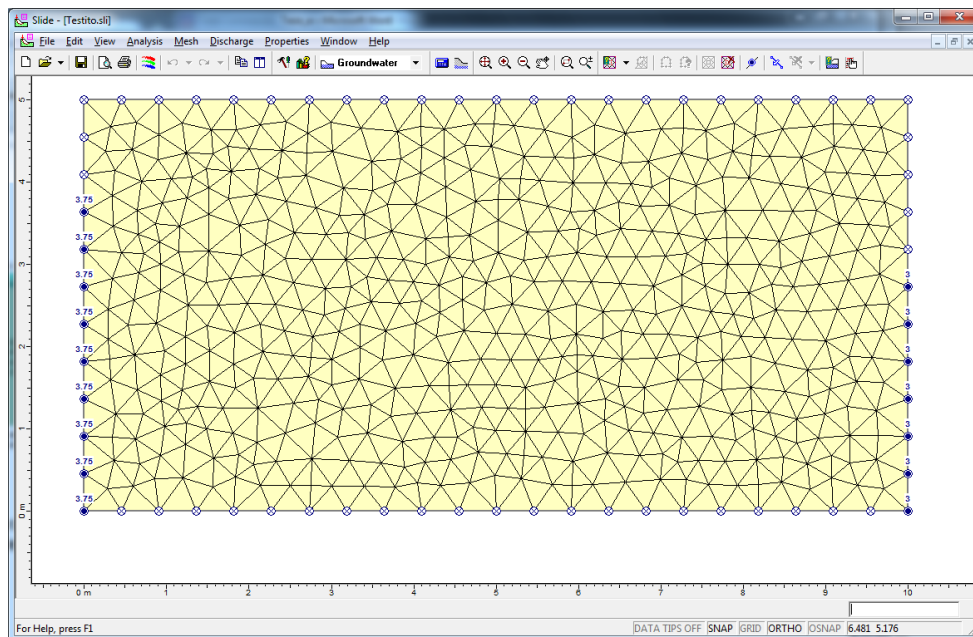


Figura 1.11: Ilustración de la interfaz del modelo SLIDE, que permite la preparación del modelo numérico y el análisis de los resultados principales.

SLIDE analiza la estabilidad de las superficies de deslizamiento utilizando métodos de equilibrio límite verticales en rebanadas (por ejemplo, Bishop, Janbu, Spencer, etc.) Además se puede analizar superficies de deslizamiento individuales o se puede aplicar métodos de búsqueda para localizar la superficie de deslizamiento crítico para una pendiente dada. Puede llevarse a cabo un análisis determinístico (factor de seguridad) o un probabilístico (probabilidad de fallo).



SLIDE tiene la capacidad de realizar un análisis de elementos finitos basado en filtración de aguas subterráneas, para condiciones de flujo en estado estacionario saturados / no saturados. El análisis de las aguas subterráneas en SLIDE permite al usuario definir fácilmente y analizar el problema de las aguas subterráneas, utilizando el mismo modelo que para el problema de la estabilidad de taludes. Aunque el análisis de aguas subterráneas SLIDE se orienta hacia el cálculo de las presiones de poro para los problemas de estabilidad de taludes, no se limita a las configuraciones de geometría de la pendiente. La modelación de aguas subterráneas y la capacidad de análisis en SLIDE, se puede utilizar para analizar el problema de las aguas subterráneas de forma arbitraria, en 2 dimensiones, y para condiciones de flujo en estado estacionario saturados/no-saturados.

La capacidad de análisis de las aguas subterráneas en SLIDE se puede considerar un programa de análisis de las aguas subterráneas completamente independiente, sin necesidad de utilizar la funcionalidad de estabilidad de taludes del programa.

Capítulo 2: Materiales

2.1. Descripción de las zonas de estudio

El presente estudio se centra en la modelización matemática de los procesos físicos e hidrológicos de dos cuencas ubicadas en Bélgica, país que cubre un área aproximada de 30.528 km² y limita al norte con los Países Bajos, al oeste con el mar del Norte, al este con Alemania y Luxemburgo, y al sur y suroeste con Francia (CIA, 2013). Administrativamente, Bélgica se encuentra dividida en tres regiones: (i) Región Flamenca; (ii) Región Walloona; y (iii) Región de Bruselas. A su vez estas regiones se encuentran divididas en las provincias que se listan en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Distribución de Bélgica en regiones y provincias.

Región	Provincia	Área (km ²)
Flamenca	Amberes	2867
	Limburgo	2422
	Flamenca Oriental	2982
	Brabante Flamenca	2106
	Flamenca Occidental	3144
Walloona	Brabante Walloona	1091
	Henao	3786
	Lieja	3862
	Luxemburgo	4440
	Namur	3666
Bruselas	Bruselas-Capital	162

Bélgica cuenta con un relieve aparentemente poco variado. Se distinguen grandes llanuras que se extienden por todo el país. En líneas generales, el relieve va ganando altitud y antigüedad a medida que se aleja de la costa, de noroeste a sudeste. No obstante, en su uniformidad podemos distinguir cinco unidades principales:

- **La llanura marítima:** consiste en un largo cordón arenoso, de unos 65 kilómetros de largo, con formaciones de dunas que deja tras de sí una llanura baja, con una altitud inferior a los 5 metros sobre el nivel del mar. No obstante, casi toda la llanura se encuentra bajo el nivel del mar.
- **La campiña Flamenca:** se extiende tras la llanura marítima, hasta una línea imaginaria que atraviesa aproximadamente la parte media del país. Está surcada por el río Schelde y formada por aluviones arcillosos que raramente alcanzan los 20 metros de altitud, pero que discurre en una serie continua de suaves colinas.
- **Las mesetas limosas:** se extienden al sur de la campiña Flamenca. Se eleva ligeramente en un largo glacis que da paso a las Ardenas (sur del país). Estas mesetas se elevan entre 50 y 300 metros. Tienen un sustrato calizo que ha sido recubierto por los limos de los loes glaciares. Los ríos se encajan claramente en el terreno individualizando varias mesetas.
- **Las Ardenas:** son una penillanura en donde predominan las rocas graníticas, pizarras, esquistos, etc. Tienen una altitud de entorno a los 650 metros. En esta región los ríos se encajan profundamente, creando grandes tajos.
- **El Luxemburgo Belga:** es la punta extrema de Bélgica. Es el borde de una cuenca sedimentaria dentro del macizo herciniano que ha sido recubierta por margas y calizas.

Bélgica es un país surcado por múltiples ríos y canales. A pesar de su pequeño tamaño tiene más de 1.600 km de vías fluviales navegables. Son ríos caudalosos y regulares, que debido a la llanura predominante adoptan un trazado donde predominan los meandros,

salvo en el macizo de las Ardenas, donde se encajan en el terreno. Los ríos Belgas están conectados entre sí por numerosos canales, de tal manera que las principales ciudades están comunicadas por vías fluviales.

El clima es marítimo templado, con precipitaciones significativas durante todo el año; la temperatura media anual es de 9 a 10°C, siendo la temperatura media en enero de 3,1 °C y en julio 17,7 °C. En la costa las temperaturas son más suaves, mientras que en la región más interior de las Ardenas alterna veranos cálidos con inviernos fríos.

La cuenca del Gete se encuentra localizada en el este de Bruselas, en una zona franco-arenosa de Bélgica (Fig. 2.1). La parte aguas arriba de la cuenca se encuentra en la región Walloona mientras que aguas abajo se encuentra en la región Flamenca. La cuenca del Gete comprende a su vez las subcuencas del Grote Gete (335 km²) y la del Kleine Gete (265 km²) hasta su punto de convergencia en Budingen (Christiaens y col., 1998; Vázquez y col., 2002). La elevación varía aproximadamente entre 27 m en la parte norte y 174 m en la parte meridional. El uso del suelo es principalmente agrícola con algunas pequeñas extensiones forestales. El clima se caracteriza por condiciones húmedas moderadas (Vázquez y col., 2004).

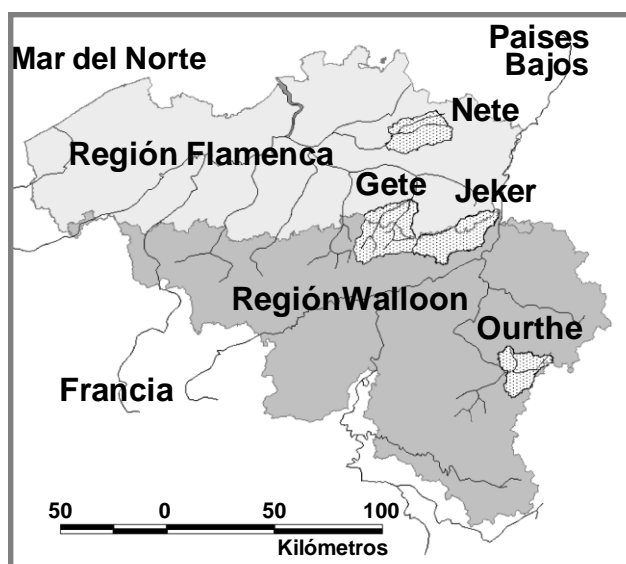


Figura 2.1: Localización de las cuencas de estudio (en base a Vázquez y col., 2008).

Por su parte, la cuenca del Jeker tiene un área de 465 km², se sitúa en la parte centro-oriental de Bélgica, en la frontera lingüística entre las dos comunidades principales, las regiones Flamenca y la Walloona (Fig. 2.1). Los suelos franco-arenoso y arcilloso poco profundos son los dominantes en la cuenca. La elevación de la cuenca del Jeker varía de 59 m en el norte hasta los 200 m en la zona sur, con una diferencia de 141 m entre el punto más alto y el más bajo. El uso del suelo es principalmente agrícola con ciertas zonas de fábricas urbanas (El-Naser y col., 2002).

2.2. Información disponible para la investigación

Esta sección ofrece una visión general de las diferentes fuentes de información disponibles para la investigación.

La Tabla 2.2 resume las diferentes capas de datos digitales disponibles para ser usadas en el análisis hidrológico de las cuencas de estudio con MIKE SHE. La tabla contiene

información sobre la descripción del tipo de datos, la región de cobertura, la escala y la organización/institución de donde se obtuvieron los datos.

Tabla 2.2: Información digital disponible para el presente estudio de modelización (en base a Vázquez y col., 1999).

Tipo de datos	Cobertura	Escala	Fuente
Divisoria de aguas	FI	1:10.000	AMINAL/Afdeling Water
	W	1:300.000	Min. De la Région Wal., Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement
Topografía	FI	1:50.000 (Mapa Topog.)	OCGIS: Valores de X, Y, Z.
	Part FI	1:10.000	NGI
	B	1:50.000 (Mapa Topog.)	NGI (vía DC-GIS): Raster de las líneas de contorno.
Diseño de la red fluvial	FI	1:10.000	AMINAL/Afdeling Water
	W	1:250.000	Min. De la Région Wal., Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement
Perfil longitudinal y secciones transversales de los ríos	FI		AMINAL/Afdeling Water
	W		Mediciones de campo
Suelos	FI	1:20.000	Mapas del Suelo de Bélgica (Rijksstation voor Landbouwtechniek, Merelbeke)
	W	1:20.000	Mapa digitalizado por ILWM
	B	1:500.000	Soil Association map (BAGRAB (ILWM))
Usos del Suelo	B	250m x 250m (1:100.000)	Proyecto CORINE (DWTC) Mayo/Agosto 1989
		20m x 20m	Proyecto MARS (DWTC)
Información geológica e hidrogeológica	FI	1:50.000 (Mapa Topog. y Perfiles)	Historical Geology, K.U. Leuven and Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Natuurlijke Rijdommen en Energie
	B	Datos de puntos geológicos	Servicio Geológico de Bélgica
Distribución de la precipitación	B		RMI
Temperatura	B		RMI
Duración de la precipitación	B		RMI
Descargas	FI	Horarios diarios	AMINAL/Afdeling Water y DIHO
Distribución de piezómetros	FI		AMINAL/Afdeling Water (Base de Datos DAWACO)
	W		Min. De la Région Wal., Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement
Pozos de abstracción	FI		AMINAL/Afdeling Water (Base de Datos DAWACO)
	W		Min. De la Région Wal., Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement

Leyenda: FI=Región Flamenca, W=Región Walloona, B=Bélgica, AMINAL=Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en Waterbeheer, RMI=Royal Meteorological Institute

Los modelos hidrológicos que permiten simulación de eventos o simulación continua requieren datos con variación temporal tanto como entrada así como para la calibración, validación y evaluación del modelo. Así, las series temporales disponibles para la presente modelización se muestran en la Tabla 2.3, en donde se indican el tipo de variable, la longitud de la serie temporal, el periodo de disponibilidad en días, las unidades de medida y la fuente (institución) donde se obtuvieron los datos.

2.2.1. Topografía

Una parte de los datos topográficos está conformada por valores X, Y, Z provenientes de una malla no rectangular pero regular (Vázquez y col., 1999). Estos valores provienen de un Modelo Digital del Terreno (MED) que se obtuvo procesando (interpolando) datos obtenidos mediante la digitalización de un mapa topográfico a escala 1:50.000 (Tabla 2.2).

2.2.2. Suelos

El mapa de asociaciones de suelos (unidades de suelos) de Bélgica se encuentra disponible a una escala de 1:500.000 (Tabla 2.2); esta información provee la distribución espacial de las unidades de suelos. Información sobre las características hidrofísicas de los suelos se encuentran en dos bases de datos desarrolladas por el Instituto de Gestión del Suelo y del Agua (Institute for Land and Water Management; ILWM) de la Universidad Católica de Leuven (KU Leuven) llamadas, AARDEWERK-BIS (Van Orshoven y col., 1991) que contiene datos estadísticos sobre los suelos en Bélgica y AARDEWERK-SISBIS (Hubrechts y col., 1997) que almacena información individual para cada perfil de suelo muestreado en Bélgica (Vázquez y col., 2002; Vázquez y Feyen, 2010).

Tabla 2.3: Información disponible de series de tiempo por variable (en base a Vázquez y col., 1999).

Variable	Longitud		Periodo En días	Unidad	Fuente
	Desde	Hasta			
Precipitación	01-feb-66	31-dic-95	10925	mm/h	RMI
Evapotranspiración de referencia	01-jul-66	31-dic-95	10775	mm/h	RMI
Índice de área foliar	01-jul-66	01-dic-95	10745	---	Literatura
Profundidad de raíces	02-jul-66	01-dic-95	10745	m	Literatura
Abstracciones	01-ene-66	30-dic-95	10955	1000 m ³ /año	Administración Flamenca y Walloona
Descargas del caudal	19-ago-83	31-dic-96	4883	m ³ /s	AMINAL, DIHO
Niveles piezométricos	19-ago-83	15-ago-88	1823	m	Administración Flamenca y Walloona

Leyenda: RMI=Royal Meteorological Institute, AMINAL=Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en Waterbeheer, DIHO=Dienst Hydrologisch Onderzoek

2.2.3. Hidrogeología

Para la presente modelización se dispuso en total de 12 perfiles geológicos y de 160 pozos de sondeo para crear el modelo geológico de las cuencas de estudio. En la tabla 2.4 se muestra la litología de la cuenca del Gete.

En relación a la cuenca del Jeker, su geología está formada de una sucesión de capas mesozoicas y cenozoicas, que van hacia el norte con un gradiente entre 1,0 y 1,5 %. Desde arriba hacia abajo, la geología consiste de las siguientes formaciones: Kwartair, capa con un espesor promedio de 20 m compuesta principalmente en la meseta por material limoso (loess cuaternarios de espesor variable) y alrededor del río por suelos arcillosos; Conglomerate Flint, capa de un espesor promedio de 10 m con alta heterogeneidad formada de residuos de tiza (Creta) disuelta (piedra, arena, arcilla y un fosfato local); Sables Tertiaires, arenas del Terciario, ubicada al norte de la cuenca, donde toman el lugar del Conglomerate Flint; Cretaceous Chalk, tiza (Creta) del Cretáceo, forma el reservorio principal de las aguas subterráneas, con profundidades que van desde unos cuantos metros en el sur hasta 100 m en el noreste de la cuenca, esta capa está dividida en la mayor parte de la cuenca en dos unidades, Fractured Cretaceous Chalk y Compacted Cretaceous Chalk, por una pequeña capa de tiza (Creta) endurecida llamada Hard Groud. La conductividad hidráulica de las capas que conforman la formación Cretaceous Chalk mejora en las zonas donde esta capa es discontinua. Finalmente, la base del acuífero está formada por varios metros de arcilla esmectita de baja conductividad hidráulica.

Comparando la información de los perfiles geológicos con la información proveniente de los piezómetros de sondeo se encontraron algunas discrepancias entre estas dos fuentes de información, lo cual conlleva a tener dudas sobre la credibilidad de las fuentes y la exactitud de los datos respectivos. Esta incertidumbre en los datos geológicos, más pronunciadas en algunas zonas de cada una de las cuencas de estudio, se ha tenido en cuenta al momento de calibrar y evaluar el modelo. En las tablas B.2, B.3 y B.4 del Apéndice B se pueden encontrar los diferentes rangos de valores de los parámetros hidrofísicos consultados para la presente modelización.

Tabla 2.4: Litografía de la cuenca del Gete (Vázquez y col., 1999).

Era	Periodo	Época	Unidad	Material de la capa
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Kwartair	Depósitos francos con mayor o menor cantidad de arcilla.
		Pleistoceno		
	Terciario	Plioceno	Borgloon	Arena de río gruesa con contenido de arcilla variable.
		Mioceno		
		Oligoceno		
		Superior Eoceno	St. Huibrechts-Hern	Arena fina moderadamente con contenido de arcilla variable.
		Medio Eoceno	Brusselian	Arena fina gruesa con contenido de carbonato variable.
		Bajo Eoceno	Kortrijk	Principalmente arcillos, cubierto por una capa muy fina de arena.
Mesozoico	Cretácico	Superior Paleoceno	Landeniaan	Arena con contenido variable de arcilla. Transición a arena arcillosa en los niveles bajos.
		Medio Paleoceno	Heers	Marga gris muy fina con arena y glauconita en la base.
		Bajo Paleoceno		
Paleozoico	Jurásico		Krijt	Tiza blanca con capas de piedra.
	Triásico			
			Paleozoicum	Rocas fuertemente plegadas, principalmente cuarcitas.

Fuente: Laboratorio de Hidrogeología, K.U. Leuven; Vázquez (1997).

2.2.4. Usos del suelo

Con respecto a los coeficientes de rugosidad del suelo, se consultaron coeficientes de Manning para diversos materiales en relación a la información sobre los usos del suelo de cada cuenca (Chow, 1959; French, 1985; Vázquez y col., 1999). El coeficiente n de Manning [$L^{1/6}$], es el inverso del coeficiente de Strickler que es el parámetro que debe ingresarse en el modelo (Vázquez, 2003).

En función de los coeficientes investigados cuya información completa se encuentra en la tabla B.1 del Apéndice B, en la Tabla 2.5 se pueden observar los 10 valores adoptados de rugosidad para los distintos usos del suelo (Vázquez y col., 1999). La distribución espacial de estas 10 clases que se muestran en la Figura 2.2 se obtuvieron del proyecto de Coordinación de Información sobre el Medio Ambiente y Usos de Suelo (CORINE Land Cover, 1989), que contiene información de la distribución y usos de suelo de la Comunidad Europea. La distribución de los usos de suelo para Bélgica corresponde al período Mayo-Agosto de 1989; se ha asumido en la presente modelización que esta distribución es constante durante todo el período de estudio.

2.2.5. Divisoria de agua

Se contó con mapas de las divisorias de agua obtenidos del Departamento del Medio Ambiente, Naturaleza, Tierra y Agua (Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en Waterbeheer; AMINAL) y de la Dirección General de Recursos Naturales y Medio Ambiente de la Región Walloona (Min. de la Région Wal., Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement). Los mapas disponibles tienen una escala de 1:10.000 para la región Flamenca y de 1:300.000 para la región Walloona (Vázquez y col., 1999).

Tabla 2.5: Rugosidad considerada para el flujo superficial en base a los usos del suelo (Vázquez y col., 1999).

Uso del Suelo	Cód. en MIKE SHE	Coef. de Manning	Coef. de Strikler
Fábricas Urbanas Continuas	1	0,10	10
Fábricas Urbanas Discontinuas	1	0,13	8
Unidades Industriales y Comerciales	1	0,10	10
Aeropuertos	1	0,10	10
Instalaciones Portuarias	2	0,14	7
Tierras de Cultivo sin Riego	3	0,17	6
Árboles frutales y plantaciones de bayas	4	0,40	3
Pastos	5	0,30	3
Patrones complejos de cultivo	6	0,25	4
Suelo ocupado principalmente por agricultura, con áreas significantes de vegetación natural	7	0,25	4
Bosques de hojas anchas	7	0,45	2
Bosques mezclados	8	0,45	2
Cuerpos de agua	9	---	---
Zonas pavimentadas	10	0,10	10

2.2.6. Sistema fluvial

Para el diseño de la red fluvial se dispuso de un mapa de la región Flamenca en escala 1:10.000 proporcionado por el Departamento de Agua de AMINAL: Zonas Hidrológicas Flamenca (Vlaamse Hydrologische Zones), mientras que la Dirección General de Recursos Naturales y Medio Ambiente de la Región Walloona proporcionó un mapa con escala 1:250.000 con la información fluvial de dicha zona (Tabla 2.2). AMINAL también proporcionó perfiles longitudinales de los ríos, así como 229 secciones transversales a lo largo de la red fluvial de la cuenca del Gete y 316 para la cuenca del Jeker.

2.2.7. Información meteorológica

Como se indica en la Tabla 2.3 la información disponible tanto de precipitación como de evapotranspiración de referencia se obtuvo del Real Instituto de Meteorología de Bélgica (Royal Meteorological Institute; RMI). Se contó con datos diarios de 19 estaciones meteorológicas para la cuenca del Gete y 14 estaciones para la cuenca del Jeker. Los datos proporcionados por el RMI tienen un período promedio de 30 años.

2.2.8. Información de caudales

En la Tabla 2.6 se muestra un resumen de la información disponible sobre los caudales en ambas cuencas. La información que se obtuvo para las estaciones del Gete y Kleine Gete se encuentra expresada en $[l\ s^{-1}]$ y fue suministrada por el Departamento de Agua de la AMINAL mientras que los datos de la estación Grote Gete fueron proporcionados por el Servicio Hidrológico de Investigación (Dienst Hydrologisch Onderzoek; DIHO) y se encuentran expresados en $[m^3\ s^{-1}]$.

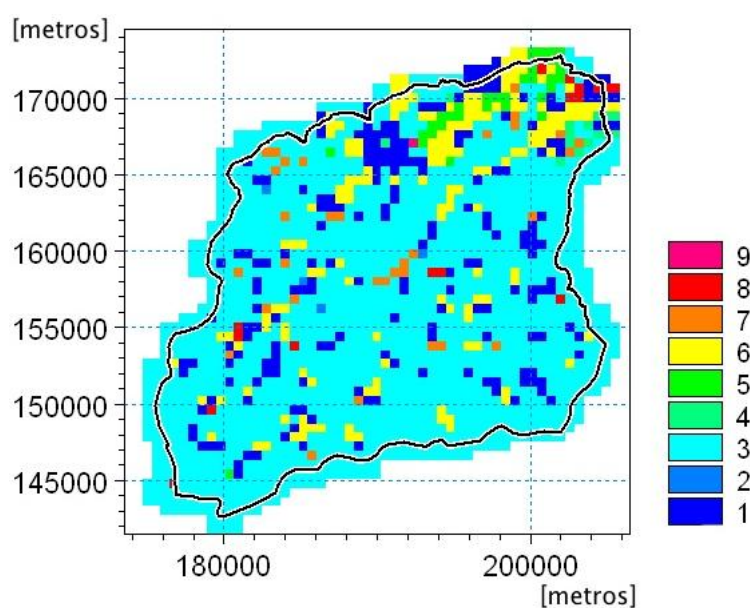
2.3. La herramienta de modelización hidrológica MIKE SHE

El modelo MIKE SHE, un producto comercial del Instituto Hidráulico Danés (Danish Hydraulic Institute; DHI), está basado en el modelo del Sistema Hidrológico Europeo (Système Hydrologique Européen; SHE); es el resultado del esfuerzo de modelización conjunta de tres organizaciones (DHI, el Instituto Británico de Hidrología y la consultora Francesa SOGREAH), financiado por la Unión Europea (Abbott, 1986a, 1986b).

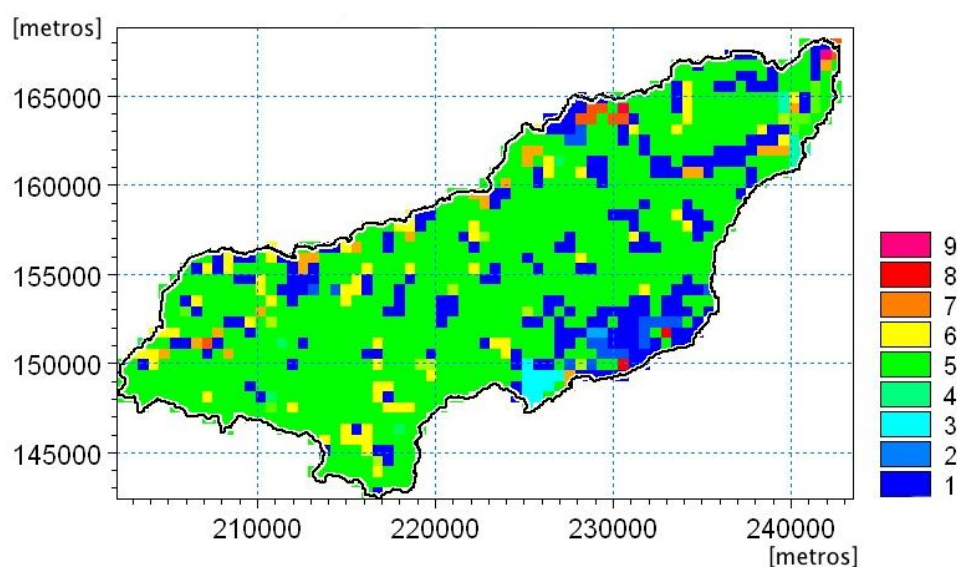
Tabla 2.6: Estaciones de aforo de caudal ubicadas en las cuencas del Gete y del Jeker.

Estación	Cuenca	Coordenada		Periodo		Fuente
		en X [m]	en Y [m]	Desde	Hasta	
Gete	Gete	202193	171978	19/08/83	31/12/96	DIHO
Grote Gete		188837	164438	01/01/75	31/12/96	AMINAL
Kleine Gete		202038	172749	19/08/83	27/12/96	
Kanne	Jeker	241508	168634	01/01/86	31/12/96	AMINAL
Mal		231191	162609	20/05/86	31/12/96	
Lauw		223890	159185	23/09/86	31/12/96	

Leyenda: AMINAL=Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en Waterbeheer, DIHO=Dienst Hydrologisch Onderzoek



(i)



(ii)

Figura 2.2: Distribución espacial del uso del suelo en las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker. En la Tabla 2.5 se puede encontrar el significado de los códigos incluidos en las leyendas.

El modelo SHE es un sistema determinístico, espacialmente distribuido y de base física. Fue desarrollado a partir de la constatación de que los modelos de escorrentía y precipitación convencionales no son adecuados para muchos problemas hidrológicos urgentes, especialmente aquellos relacionados con el impacto de la actividad del hombre, los cambios en los usos del suelo y la calidad del agua. Los procesos de movimiento del agua se modelan en SHE ya sea mediante la resolución por diferencias finitas de las ecuaciones diferenciales parciales de masa, momentum y conservación de la energía, o mediante ecuaciones empíricas derivadas de la investigación experimental. Todos estos procesos operan con tiempos de paso de acuerdo a su escala temporal apropiada. Cada uno de los procesos principales del ciclo hidrológico se modela en un componente separado (Abbott, 1986).

El modelo MIKE SHE es el resultado de la investigación continua en DHI (Refsgaard y Storm, 1995). MIKE SHE tiene una amplia gama de aplicaciones, se ha utilizado en muchos centros de investigación y proyectos de consultoría alrededor del mundo, obteniendo experiencias que cubren un amplio rango de climas y regímenes hidrológicos (Refsgaard y Storm, 1995). Se ha utilizado para el análisis, planificación y gestión de una amplia gama de recursos hídricos y problemas ambientales y ecológicos relacionados con el agua superficial y subterránea, tales como:

- Manejo de cuencas hidrológicas y planificación de estrategias.
- Diseño, gestión y optimización de abastecimiento de agua.
- Manejo de problemas de riego y drenaje.
- Impacto en el agua superficial por la extracción de agua subterránea.
- Gestión y restauración de pantanos.
- Evaluaciones ecológicas.
- Evaluación del impacto ambiental.
- Contaminación producida por desechos.
- Remediación de la calidad de aguas superficiales y subterráneas.
- Estudios de inundaciones.
- Impactos de los usos del suelo y cambios de clima.

Además se ofrecen diferentes opciones (sistema “a la carta”) para permitir enfoques de modelos más simples en el caso de que los datos no sean suficientes para aplicar las ecuaciones en las que se basa físicamente o el nivel de detalle no es el deseado. La versión actual del modelo MIKE SHE puede incluir los siguientes módulos:

- WM – Water Movement Module (Módulo de Movimiento de Agua).
- AD – Advection/Dispersion Module (Módulo de Advección/Dispersión).
- PT – Particle Tracking Module (Módulo de rastreo de partículas).
- SD – Sorption/Degradation Module (Módulo de Absorción/Degradación).
- GM – Geochemistry Module (Módulo de Geoquímica).
- BM – Biodegradation Module (Módulo de Biodegradación).
- MP – Macro Pore Flow Module (Módulo de Flujo en Macroporos).
- DAISY – Crop Yield and Nitrogen Consumption Module (Módulo de Rendimiento de cultivos y de consumo de nitrógeno).
- MIKE 11 HD – Hydrodynamic Module (Módulo Hidrodinámico).
- IR – Irrigation and Crop Growth Module (Módulo de Riego y Crecimiento de Cultivos).
- LR – Linear Reservoir Flow Module (Módulo de Flujo en Reservorios Lineales).

2.3.1. Procesos y características del módulo de movimiento de agua

El modelo MIKE SHE incorpora los diferentes componentes del sistema hidrológico a escala de una cuenca (Fig. 1.5). El módulo de movimiento del agua de MIKE SHE tiene una estructura modular con seis componentes principales, cada uno de los cuales se refiere a un proceso físico importante del ciclo hidrológico de una cuenca (DHI, 2007). Estos módulos son: Intercepción/evapotranspiración (ET); Flujo superficial y en canales (OC); Zona no saturada (UZ); Zona saturada (SZ); Fusión de nieve (SM); y el intercambio entre ríos y acuíferos (EX).

La disponibilidad de datos o la necesidad de resultados específicos determinan qué componentes se deben ejecutar para describir el sistema en estudio. Los procesos se modelan en una red de cuadrículas o mallas, con la red fluvial localizada dentro de los límites de las cuadrículas. Una columna de capas horizontales (tipos de suelos y geológicas) constituyen la dimensión vertical dentro de cada cuadrícula.

Todos los procesos descritos operan con tiempos de paso, de acuerdo a una escala temporal apropiada, de modo que cada proceso puede simularse usando una escala temporal diferente.

El componente central de MIKE SHE coordina la ejecución simultánea de los componentes del proceso mediante la selección de diferentes escalas de tiempo y la organización de intercambios de datos entre los distintos módulos activos en la simulación. El flujo de datos entre los componentes se ilustra en la Fig. 2.3. En los párrafos siguientes se describen brevemente los distintos componentes y sus procesos.

2.3.1.1. Intercepción y evapotranspiración

Una parte de la precipitación está sujeta a la interceptación por la vegetación y la subsiguiente pérdida hacia la atmósfera por evaporación. El proceso de interceptación ocurre debido a la vegetación del lugar, por lo tanto depende del tipo de vegetación así como de la intensidad de la lluvia. El resto de la precipitación llega a la superficie del suelo, lo que resulta en la escorrentía superficial o se infiltra en el suelo hasta la zona no saturada.

El proceso de evapotranspiración comprende la evaporación total del suelo y las superficies de agua, así como de la transpiración de las plantas por medio de las hojas. La variación espacial y temporal depende de múltiples factores tales como la disponibilidad de agua en la zona radicular, las condiciones de transporte aerodinámico, la fisiología de las plantas, disponibilidad de agua en el suelo, etc.

La formulación de la interceptación/evapotranspiración sigue el esquema presentado por Kristensen y Jensen (1975). Este método calcula la evapotranspiración real y la humedad real del suelo en base a la evapotranspiración de referencia a través de un parámetro de tamaño de raíces (RD) y el índice de área foliar (LAI), que junto con la interceptación de cubierta (CI) se combinan en una expresión de la capacidad de almacenamiento para la interceptación. De modo que el agua interceptada está dada en función de la siguiente expresión:

$$I_{\max} = CI (LAI) \quad (2.1)$$

, donde I_{\max} es la capacidad de almacenamiento de interceptación [L]; CI es la interceptación de la cobertura vegetal [L]; y LAI es el índice del área foliar [--]. Todas las unidades de medida se expresan en unidades genéricas del Sistema Internacional (SI), siendo: L para unidad de longitud; T para unidad de tiempo y M para unidad de masa.

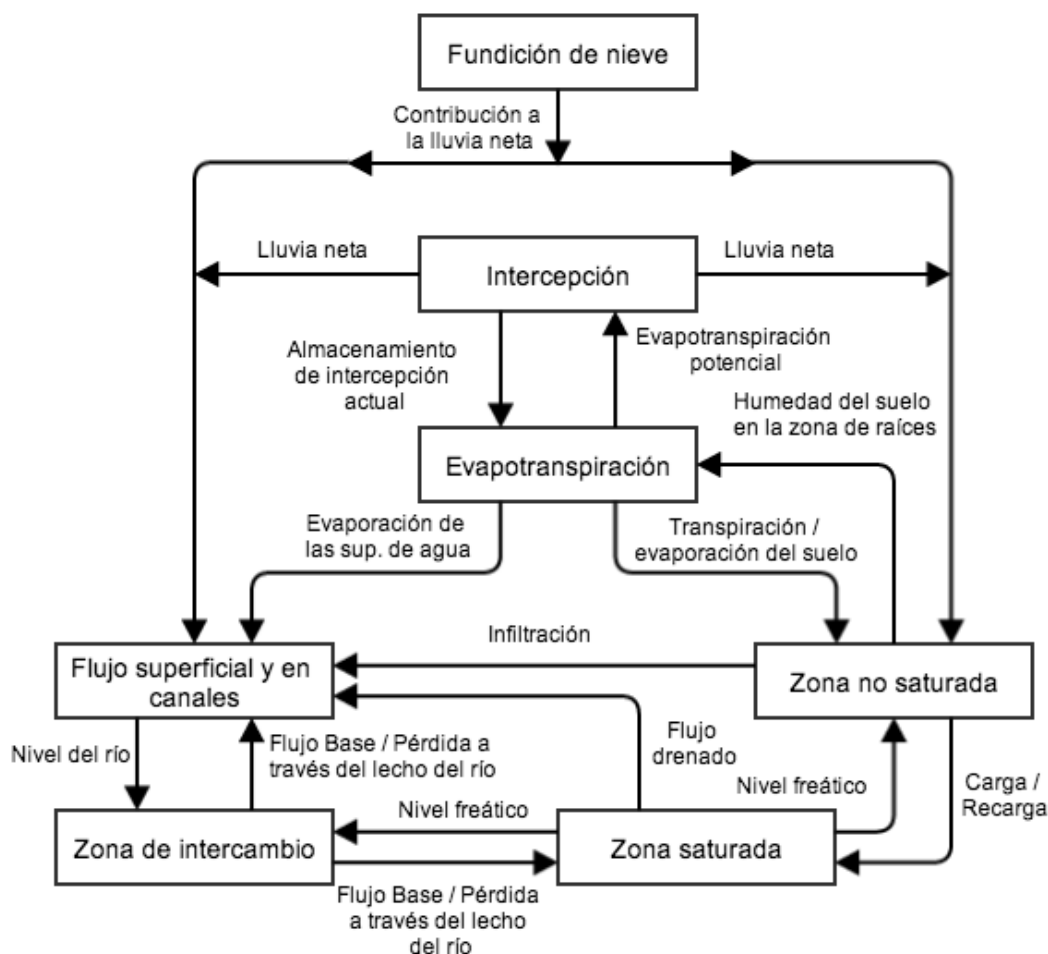


Figura 2.3: Flujo de datos entre los diferentes componentes del módulo de agua del modelo MIKE SHE (en base a El-Nasar y col., 2002).

La demanda de evaporación es primero aplicada al almacenamiento anterior, y si esta no satisface la misma, entonces el remanente es tomado de la transpiración de las plantas y la evaporación del suelo. Si la capacidad de almacenamiento de interceptación se excede durante una lluvia, entonces el resto de lluvia que no se intercepta se calculará como lluvia neta. La demanda de transpiración sólo se cumple en su totalidad si el contenido de humedad del suelo en la zona radicular es suficiente. Por otro lado la evaporación del suelo está en función de la humedad del mismo, en donde la demanda de evaporación del suelo se reduce por debajo de su potencial si dicho contenido de humedad cae por debajo de la capacidad de campo (Vázquez y col., 1999; Vázquez y Feyen, 2003).

2.3.1.2. Flujo superficial y en canales

El agua que se acumula en la superficie por lluvias intensas o por saturación del suelo, responde como flujo debido a la gravedad, la cual conduce el líquido por un sistema de canales según la topografía del lugar, para ser descargada en los canales de los ríos hacia la salida de la cuenca.

El agua llega al sistema fluvial, ya sea en forma de flujo superficial, drenaje de flujo o flujos de intercambio río-acuífero. Con el fin de cuantificar las entradas laterales a un río de flujo superficial, el gradiente hidráulico se calcula con la diferencia de cota entre la elevación de la orilla del río y la elevación del agua en las redes de tierra adyacentes al modelo. De modo que para simular matemáticamente este proceso, el programa utiliza las ecuaciones

de continuidad y conservación de momento en dos direcciones, conocidas como las ecuaciones de Saint Venant. Estas ecuaciones tienen una serie de componentes que describen procesos de flujo complejos, por tanto se utiliza una forma conocida como aproximación de onda difusiva (conservación de la masa, Ec. 2.2, y momento, Ec. 2.3), mediante la cual se utiliza la ecuación de Manning/Strickler (Ec. 2.4) para evaluar la pendiente de fricción.

$$\frac{\partial h_g}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t}(uh_g) + \frac{\partial}{\partial y}(vh_g) = Q_o \quad (2.2)$$

$$S_{fx} + \frac{\partial}{\partial x}(z_g + h_g) = 0 ; S_{fy} + \frac{\partial}{\partial y}(z_g + h_g) = 0 \quad (2.3)$$

$$S_{fx} = \frac{u^2}{k_x^2 h_g^{4/3}} ; S_{fy} = \frac{v^2}{k_y^2 h_g^{4/3}} \quad (2.4)$$

, donde h_g es la profundidad del flujo [L]; z_g el nivel de la superficie del suelo [L]; u es la velocidad del flujo longitudinal [$L T^{-1}$]; v es la velocidad del flujo transversal [$L T^{-1}$]; Q_o es el caudal de la fuente [$L^3 T^{-1}$]; S_{fx} , S_{fy} son las pendientes de fricción en las dos direcciones X e Y [--]; y K_x , K_y son los coeficientes de Strickler en las dos direcciones X e Y [L^6].

El flujo en canales es calculado por un conjunto de ecuaciones equivalentes a las del flujo superficial (Ec. 2.2 a 2.4), pero en una sola dimensión.

2.3.1.3. Zona no saturada

Este componente asume un rol muy importante en el módulo de movimiento de agua de MIKE SHE porque todos los otros componentes dependen de los datos de contorno del componente UZ (Fig. 2.4).

Esta zona se refiere al perfil de suelo que se extiende desde la superficie del mismo hasta el tablero de agua o nivel freático. Se considera a este perfil generalmente heterogéneo, que consiste en horizontes con distintas propiedades físicas. El flujo de agua puede ser considerado como vertical únicamente debido a que la gravedad juega el rol de mayor importancia durante la percolación del líquido, de manera que MIKE SHE considera sólo esta dirección para el cálculo, la cual llena los requerimientos para la gran mayoría de los casos.

Para la resolución de este componente se ha implementado la ecuación de Richards, descrita a continuación:

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + Q_{uz} \quad (2.5)$$

, donde C es la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo [$L T^2 M^{-1}$]; cuya expresión matemática se indica más adelante; h la presión de agua en el suelo [$M L^{-1} T^{-2}$]; θ el contenido de humedad del suelo [$L^3 L^{-3}$]; K la conductividad hidráulica del suelo [$L T^{-1}$]; y Q_{uz} es un término para de extracciones/inyecciones puntuales [$L^3 T^{-1}$]. C se define a su vez como:

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (2.6)$$

El término de extracciones alternas utilizado en MIKE SHE describe la extracción de agua por medio de las raíces y por la evaporación del suelo; además son necesarias las propiedades físicas del suelo (retención de la humedad y la curva de conductividad

hidráulica) como datos de entrada obligatorios con el fin de resolver la ecuación de Richards.

La recarga del agua subterránea se determina por la distribución de humedad real en la zona no saturada. Una descripción correcta de este proceso de recarga es bastante complicado debido a que la tabla de agua se eleva al mismo tiempo, ya que el agua está entrando en la zona subterránea y por lo tanto ejerce una retroalimentación (Fig. 2.4) en las condiciones de flujo en la zona no saturada. En MIKE SHE se utiliza un procedimiento iterativo basado en un cálculo de balance de masa de toda la columna, incluyendo los flujos horizontales en la zona saturada.

En muchos suelos se observa un pronunciado flujo de macroporos. Para modelar este fenómeno MIKE SHE cuenta con una función de derivación empírica a más de la ecuación de Richards. La infiltración de agua se divide en dos partes: una parte fluye a través de la matriz del suelo (regido por la ecuación de Richards) y una parte se dirige directamente al nivel freático (derivación de flujo, flujo preferencial). La derivación proporciona una recarga de agua subterránea instantánea y directa como un porcentaje específico (de entrada) de la precipitación neta y la función de las condiciones reales de agua del suelo en la zona de la raíz.

2.3.1.4. Zona saturada

El componente SZ calcula el flujo subsuperficial saturado en la cuenca. MIKE SHE permite un flujo completamente tridimensional (Fig. 2.3) en un acuífero heterogéneo con condiciones de cambio entre un estado confinado y no confinado, mediante los coeficientes de almacenamiento específico y rendimiento específico, respectivamente. Las variaciones espaciales y temporales de la carga hidráulica se describen matemáticamente por la ecuación de Boussinesq:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial H}{\partial t} + Q_{sz} \quad (2.7)$$

, donde H es la altura de presión hidráulica [L]; S_s es el almacenamiento específico [$L^3 L^{-3}$]; Q_{sz} son recargas de flujo puntuales [$L^3 T^{-1}$]; y K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} son las conductividades hidráulicas [$L T^{-1}$] en los ejes x , y , z , respectivamente.

El modelo requiere de la conductividad hidráulica y la capacidad de almacenamiento como datos de entrada. Este componente interactúa con los otros componentes del módulo WM (Fig. 2.4), principalmente usando los flujos de contorno de otros componentes como fuentes o sumideros, como drenajes, en intercambio de agua con los ríos, y en recargas.

2.3.1.5. Intercambio entre acuífero y río

El sistema fluvial y la mayor parte del sistema de aguas subterráneas por lo general están fuertemente interconectados (Fig. 2.4). La interacción entre río y flujo saturado toma lugar en los nodos computacionales de las esquinas de la grilla que representan las uniones entre el sistema fluvial y el flujo saturado, de este modo MIKE SHE simplifica el problema de unión entre un sistema y otro. Además, existe un vínculo necesario entre el modelo MIKE 11 que simula el flujo hidrodinámico del río y el modelo hidrológico en cuestión.

Para describir este intercambio entre los modelos se incluyen dos opciones:

- (i) Se considera que el río tiene un contacto completo con el acuífero; y
- (ii) el fondo del cauce consta de una permeabilidad baja y separa al río del acuífero.

En el primer caso, asumiendo que el grado de penetración es el factor que limita el intercambio de flujo, solo la parte baja entre la tabla de agua del flujo saturado y el fondo del río es tomada en cuenta. En la segunda opción, el intercambio de flujo es calculado en base a dos resistencias en serie, una del acuífero y otra situada a lo largo del fondo del río. En ambos casos la ley de Darcy se aplica tomando en cuenta una pérdida de carga adicional alrededor del fondo del río.

2.3.2. Requerimientos de datos y parámetros del modelo

Con el fin de usar, calibrar y validar un modelo hidrológico de base física, espacialmente distribuido, se necesitan amplios conjuntos de datos. La Tabla A.1 del Apéndice A presenta un resumen de los requisitos de datos para los diferentes componentes del módulo de movimiento de agua del modelo MIKE SHE.

El modelo MIKE SHE es capaz de generar una amplia variedad (temporal y espacial) de datos de salida, tales como series de tiempo de flujo de descarga en diferentes puntos en el río, mapas de dos dimensiones de los niveles de agua subterránea en fechas arbitrarias, entre otros. La Tabla A.2 del Apéndice A presenta un resumen de los posibles datos de salida del sistema de modelización hidrológica. La mayoría de las salidas se puede extraer a diferentes intervalos de tiempo y/o ubicaciones dentro de la zona de estudio.

2.4. El sistema de modelización NAM

El modelo Nedbor Afstromnings Model (NAM) es un sistema de modelización hidrológico que fue desarrollado originalmente por el Departamento de Hidrodinámica y Recursos Hídricos de la Universidad Técnica de Dinamarca.

El sistema de modelización agregada NAM está basado en conceptualizaciones de procesos físicos y en ecuaciones semiempíricas/empíricas. Al ser un modelo concentrado o agregado, NAM considera cada cuenca como una sola unidad. Los parámetros y las variables representan, por lo tanto los valores promedio para toda la cuenca. Algunos parámetros del modelo se pueden evaluar a partir de datos físicos de la cuenca, pero los valores de la mayoría de parámetros se deben asignar mediante un proceso de calibración del modelo en función de observaciones hidrológicas del sistema modelizado (Quichimbo y col., 2013).

El modelo NAM simula el proceso hidrológico mediante la representación en forma continua del contenido hídrico en 4 reservorios diferentes e interrelacionados entre sí (Fig. 2.4), estos representan diferentes elementos físicos de la cuenca y son los siguientes (Refsgaard y Knudsen, 1996; DHI, 2007c): (i) nieve; (ii) superficial; (iii) zona inferior; y (iv) subterráneo.

2.4.1.1. Reservorio superficial

El reservorio superficial está constituido por humedad interceptada en la vegetación, el agua atrapada en las depresiones y en la superficie. El límite superior de este reservorio es denotado por la capacidad de almacenamiento U_{max} el mismo que indica la capacidad máxima de almacenamiento de este reservorio. La cantidad de agua, U del reservorio superficial disminuye constantemente debido al consumo por evaporación así como también por el flujo intermedio. Cuando el reservorio superficial excede su capacidad de almacenamiento U_{max} , el exceso de agua PN empieza a fluir; parte de este produce escorrentía superficial o flujo superficial mientras que la otra parte se infiltra al reservorio de la zona de raíces y al reservorio subterráneo.

2.4.1.2. Reservorio de la zona inferior o zona de raíces

Este reservorio representa la capa que se encuentra por debajo de la superficie, en donde las raíces de las plantas aprovechan la humedad del suelo para extraer agua para realizar el proceso de transpiración. El límite máximo de almacenamiento de este reservorio se representa por la humedad máxima L_{max} . La humedad L en el reservorio de la zona inferior está sujeto a la pérdida de consumo por la transpiración. El contenido de humedad controla la cantidad de agua que ingresa en el reservorio subterráneo como recarga, y también el flujo intermedio y el flujo superficial.

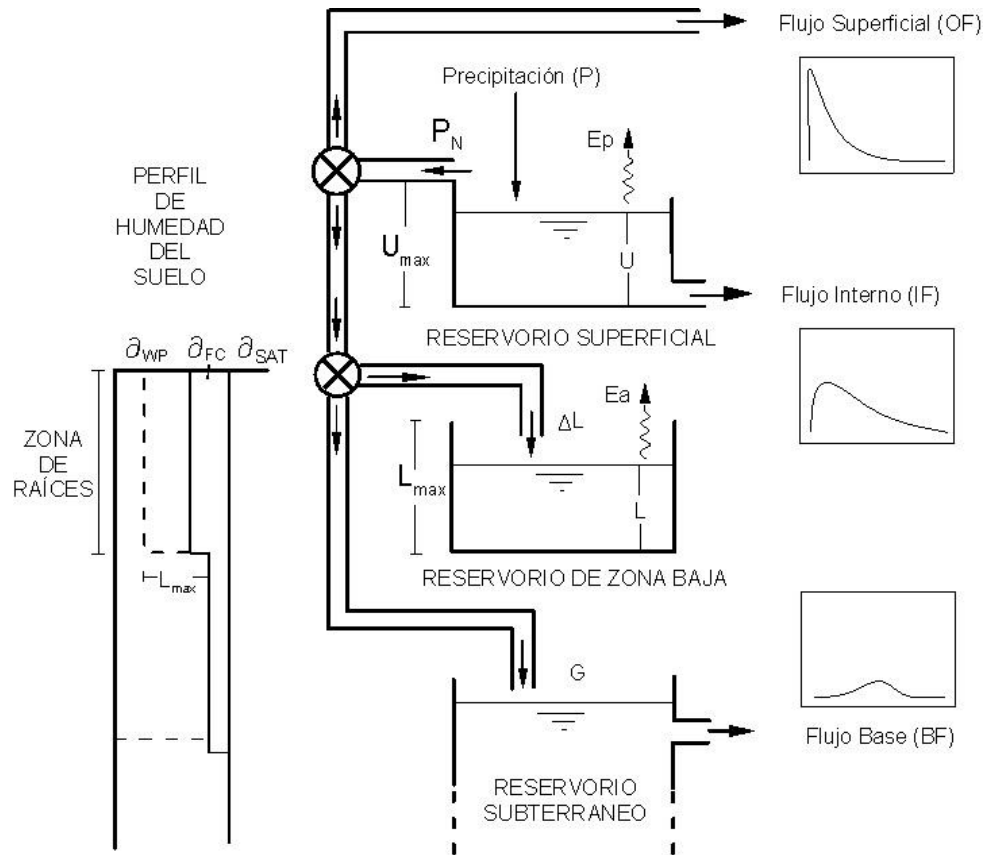


Figura 2.4: Esquema de la estructura del modelo NAM (Quichimbo y col., 2013).

2.4.1.3. Evapotranspiración

La demanda de evapotranspiración hasta completar la potencial se obtiene primero del reservorio superficial. Si el contenido de humedad U del reservorio superficial es menor que la demanda por evapotranspiración ($U < E_p$), la fracción restante se obtiene conceptualmente por las raíces de las plantas del reservorio de la zona inferior a una tasa real de E_a . La E_a es proporcional a la evapotranspiración potencial y varía linealmente con la relación del contenido de humedad del suelo, L/L_{max} , del reservorio de la zona baja:

$$E_a = (E_p - U) \frac{L}{L_{max}} \quad (2.8)$$

2.4.1.4. Flujo superficial

Cuando el reservorio superficial llega a su máxima capacidad $U > U_{max}$, el exceso de agua P_N empieza a fluir produciendo de esta manera la escorrentía o flujo superficial, así como también la infiltración. La parte de P_N que contribuye a la escorrentía se denota por QOF. QOF se define como proporcional a P_N y varía linealmente con el contenido de humedad del suelo en la relación, L/L_{max} , del reservorio de la zona baja:

$$QOF = \begin{cases} T(CQOF) \frac{\frac{L}{L_{max}} - TOF}{1 - TOF} P_n & \text{si } \frac{L}{L_{max}} > TOF \\ 0 & \text{si } \frac{L}{L_{max}} \leq TOF \end{cases} \quad (2.9)$$

, donde CQOF es el coeficiente de escorrentía del flujo superficial [--], que varía entre los límites $0.0 \leq CQOF \leq 1.0$; TOF es el valor límite para el flujo superficial [--], y puede variar entre $0.0 \leq TOF \leq 1.0$.

El valor de CQOF permite determinar que porción del exceso de precipitación se transforma en flujo superficial y la magnitud de la infiltración. El valor de TOF controla la generación del flujo superficial, si la relación L/L_{max} es menor que TOF, se genera el flujo L_{max} superficial. La proporción del exceso de agua P_n que no ingresa a la corriente superficial se infiltra al reservorio de la zona baja. Una fracción ΔL , de la cantidad de agua disponible para la infiltración ($P_n - QOF$), se considera que aumenta el contenido de humedad L del reservorio inferior. La parte restante de la humedad de infiltración, G , se filtra hacia las profundidades y recarga el reservorio de agua subterránea.

2.4.1.5. Flujo interno

El flujo interno QIF se asume que es proporcional a U y varia linealmente con la humedad relativa del reservorio de la zona de raíces:

$$QIF = \begin{cases} T(CQIF) \frac{\frac{L}{L_{max}} - TIF}{1 - TIF} U & \text{si } \frac{L}{L_{max}} > TIF \\ 0 & \text{si } \frac{L}{L_{max}} \leq TIF \end{cases} \quad (2.10)$$

, donde CQIF es la constante de tiempo para el flujo interno [T], y TIF es el valor límite del flujo interno [--] que se encuentra entre $0 \leq TIF \leq 1$. El valor de TIF cumple la misma función de TOF pero para el flujo interno.

2.4.1.6. Escorrentía del flujo superficial y flujo interno

El flujo interno es transitado a través de dos reservorios lineales en serie que tienen la constante CK_{12} similar. El flujo superficial también está basado en el concepto de reservorio lineal pero con una constante de tiempo variable:

$$CK = \begin{cases} CK_{12} & \text{si } OF < OF_{min} \\ CK_{12} \frac{OF}{OF_{min}}^{-\beta} & \text{si } OF \geq OF_{min} \end{cases} \quad (2.11)$$

, donde OF es el flujo superficial [LT^{-1}]; OF_{min} es el límite superior para el tránsito lineal [LT^{-1}], y $\beta = 0.4$. β es una constante que corresponde al coeficiente de Manning para modelar el flujo superficial [--]. La constante CK_{12} determina la forma de los picos en el hidrograma, sus valores dependen principalmente del tamaño de la cuenca y la respuesta de esta a la precipitación, el CK_{12} se encuentra entre 3 – 48 horas (DHI, 2007c).

2.4.1.7. Recarga de acuíferos

La infiltración del agua G que llega a recargar los acuíferos depende del contenido de humedad del reservorio de la zona de raíces:

$$G = \begin{cases} (P_n - QOF) \frac{\frac{L}{L_{max}} - TG}{1 - TG} U & \text{si } \frac{L}{L_{max}} > TG \\ 0 & \text{si } \frac{L}{L_{max}} \leq TG \end{cases} \quad (2.12)$$

, donde TG es el valor umbral límite para la recarga del acuífero [--] entre ($0 \leq TG \leq 1$).

2.4.1.8. Contenido de humedad del suelo

El reservorio de la zona inferior representa el contenido de agua de la zona de raíces. La humedad L de este reservorio se incrementa en ΔL con el valor residual de la precipitación neta después de repartirla a la escorrentía superficial y a la infiltración al reservorio subterráneo.

$$\Delta L = P_n - QOF - G \quad (2.13)$$

2.4.1.9. Flujo base

El flujo base BF descargado del reservorio subterráneo se calcula como un reservorio lineal con tiempo constante CK_{BF} . CK_{BF} determina la forma del hidrograma en periodos de sequía, según la descripción de reservorio lineal el caudal decrece exponencialmente.

2.4.1.10. Condiciones iniciales

El proceso de simulación con el sistema de modelización NAM consiste en la estimación de caudales a partir de las medidas de precipitación y evapotranspiración, el caudal que se escurre hacia la fuente es la suma de tres tipos de flujos con características diferentes y que su valor depende del contenido de humedad del suelo (reservorio de la zona de raíces), ahora, el contenido de humedad del suelo es función del tiempo, del caudal descargado el día anterior y de la precipitación. Por lo tanto, el modelo matemático es representado por un sistema de ecuaciones diferenciales de la siguiente forma:

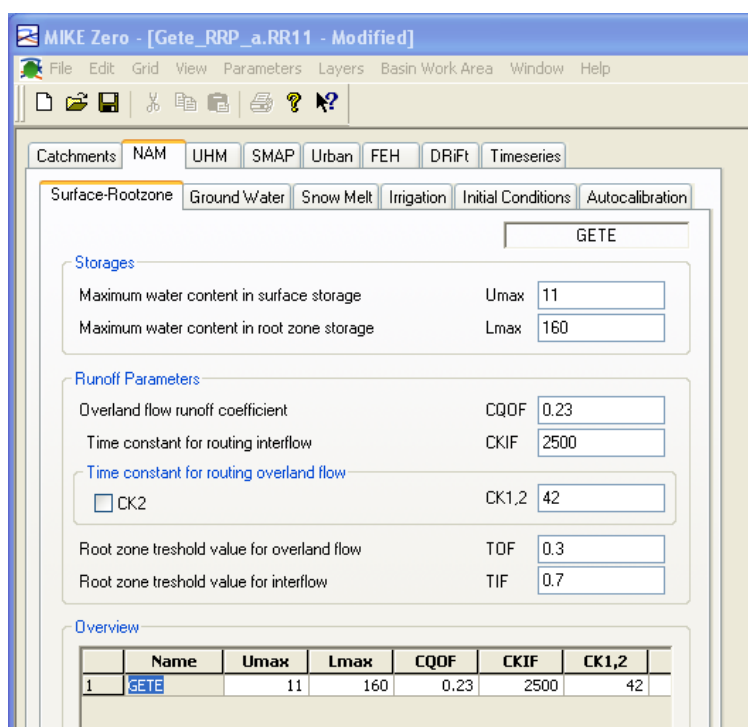
$$\frac{dU}{dt} = f_1(U, L, t) = P - IF - P_n - E_a \quad (2.14)$$

$$\frac{dL}{dt} = f_2(U, L, t) = \Delta L - E_a \quad (2.15)$$

Para resolver este sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden (EDO) se puede utilizar algoritmos de integración numérica introduciendo unas condiciones de frontera o valores iniciales ($U(t_0) = U_0$ y $L(t_0) = L_0$).

2.4.2. Módulo RR de MIKE 11

El módulo de MIKE 11 utilizado en la presente investigación es el módulo Rainfall-Runoff (RR) que incluye el modelo NAM (Fig. 2.5). MIKE 11 ofrece la posibilidad de simular la influencia de la escorrentía en muchos aspectos, desde modelos simples de precipitación – escorrentía, como NAM, hasta modelos mucho más complejos de procesos distribuidos con MIKE SHE.



	Name	Umax	Lmax	CQOF	CKIF	CK1,2
1	GETE	11	160	0.23	2500	42

Figura 2.5: Ilustración de la interfaz de usuario del modelo NAM (módulo RR de MIKE 11).

Capítulo 3: Metodología

3.1. Protocolo de modelización

La metodología de modelización se ha esquematizado en el protocolo de modelización que se muestra en la Fig. 3.1 la cual se basa en el protocolo sugerido por Anderson y Woessner (1992) y que ha sido aplicado/modificado por varios autores tales como Refsgaard (1997), Vázquez y col. (1999), Vázquez (2003), etc. El desarrollo de código sólo es necesario cuando uno existente no está disponible o no es adecuado para el propósito de modelización.

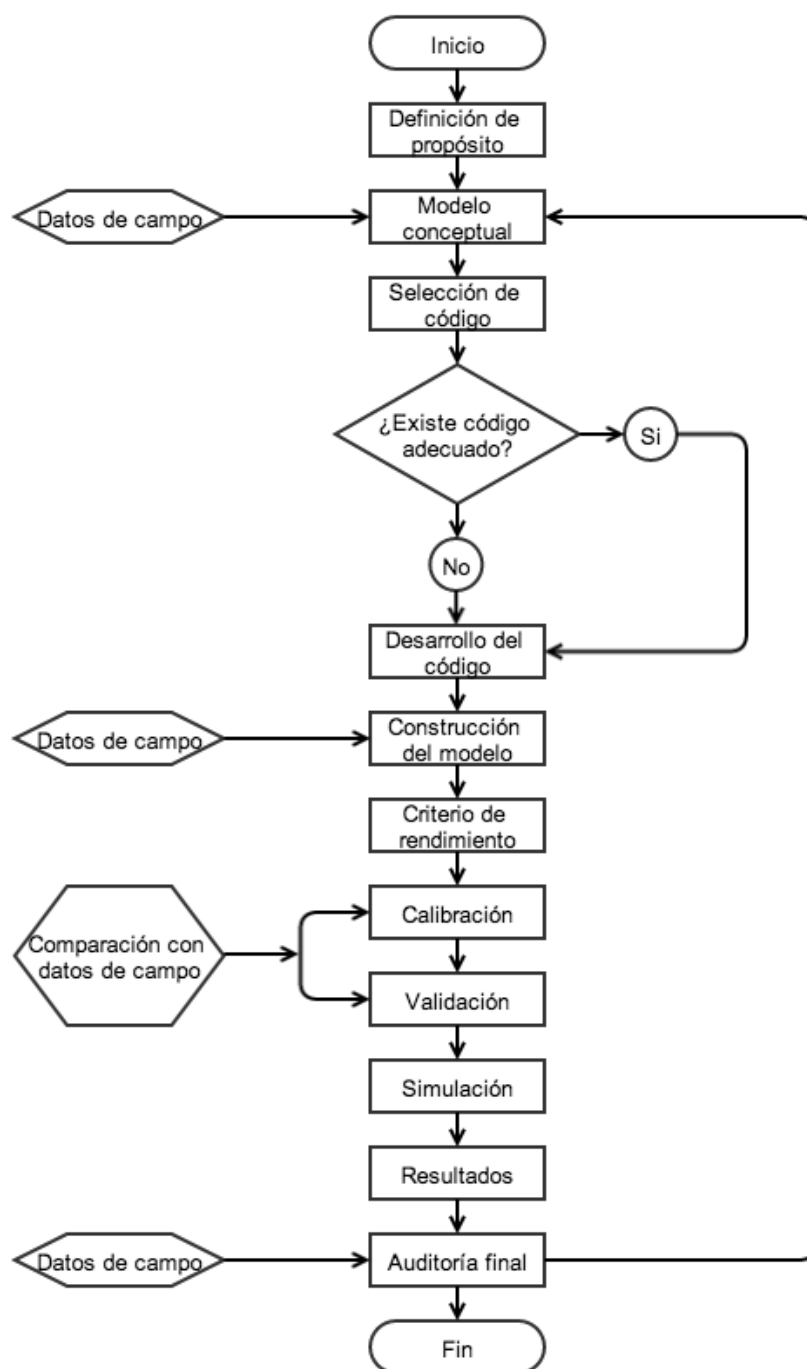


Figura 3.1: Protocolo de modelización (en base a Anderson y Woessner, 1992; Refsgaard, 1997; Vázquez y col., 1999; Vázquez, 2003).

- Definición de un propósito: es esencial; identifica claramente el propósito del modelo.
- Selección de código: consiste en adoptar un código numérico para la modelización.
- Verificación de código: se refiere a los ensayos tendientes a determinar si el código es capaz de resolver las ecuaciones que gobiernan el modelo.
- Construcción del modelo: el modelo conceptual se desarrolla en un modelo numérico computacional (código).
- Calibración: en la mayoría de las aplicaciones prácticas se debe calibrar el modelo para asegurarse que el mismo reproduzca de la manera más fiel posible el comportamiento del sistema que se caracteriza mediante las observaciones de campo.
- Validación: el modelo se prueba con datos de campo que no fueron utilizados dentro del proceso de calibración.
- Auditoría final: este proceso se realiza con datos de campo adicionales que se han recolectado con el fin de establecer si el modelo puede emplearse como una herramienta operacional. El período entre la calibración/validación y este paso deben ser lo suficientemente largos para esperar resultados adecuados.

3.2. Establecimiento del modelo de las cuencas de estudio (MIKE SHE)

Uno de los objetivos principales de esta investigación fue establecer de la mejor manera posible la modelización hidrológica de las zonas de interés haciendo uso de toda la información disponible para ello. A continuación se describe el proceso seguido para el establecimiento de los modelos numéricos de las zonas de estudio, conforme el orden en el que se ingresan los datos en la interface del modelo MIKE SHE (versiones 2002 en adelante) que se ilustra en la Fig. 3.2.

3.2.1. Área de modelización

Los datos básicos que definen las cuencas del Gete y del Jeker se representan en la Fig. 3.2. Son, entre otros datos, las divisorias de aguas superficiales, el sistema fluvial principal y la ubicación de la estaciones de caudal, así como de los piezómetros de extracción y piezómetros. El área de la cuenca definida en base a la divisoria superficial por lo general es diferente de los límites del sistema subterráneo. Para una modelización a escala regional esta diferencia puede ignorarse (Anderson y Woessner, 1992); en el presente estudio se ha adoptado esta suposición a pesar de que la escala de modelización no es regional.

3.2.2. Especificaciones de simulación

En esta sección del proceso de definición del modelo de las zonas de estudio se definen los componentes físicos (hidrológicos) según el modelo conceptual de las zonas de estudio, con sus respectivos pasos de tiempo (de cálculo), así como la metodología numéricas para aproximar la solución de las ecuaciones diferenciales gobernantes de los procesos seleccionados. También se definen las variables relacionadas con la precisión y convergencia del cálculo, las mismas que deben ser impuestas bajo consideraciones de conciliación entre el tiempo de cálculo y la precisión deseada. Para las dos cuencas se consideraron los componentes (i) flujo superficial; (ii) flujo no saturado; (iii) flujo saturado; y (iv) evapotranspiración. En la Fig. 3.2 se muestran las especificaciones del modelo y las opciones numéricas de cálculo adoptadas en el presente estudio.

3.2.3. Topografía

Usando la información topográfica disponible se crearon archivos de grilla (formato dfs2), que contienen los Modelos Digitales de Elevación (MDE) de las cuencas del Gete y del Jeker (Fig. 3.3.). Estos MDE se crearon utilizando las herramientas auxiliares de MIKE SHE,

implementando un proceso de interpolación Bilinear (Vázquez, 2003; Vázquez y Feyen, 2007).

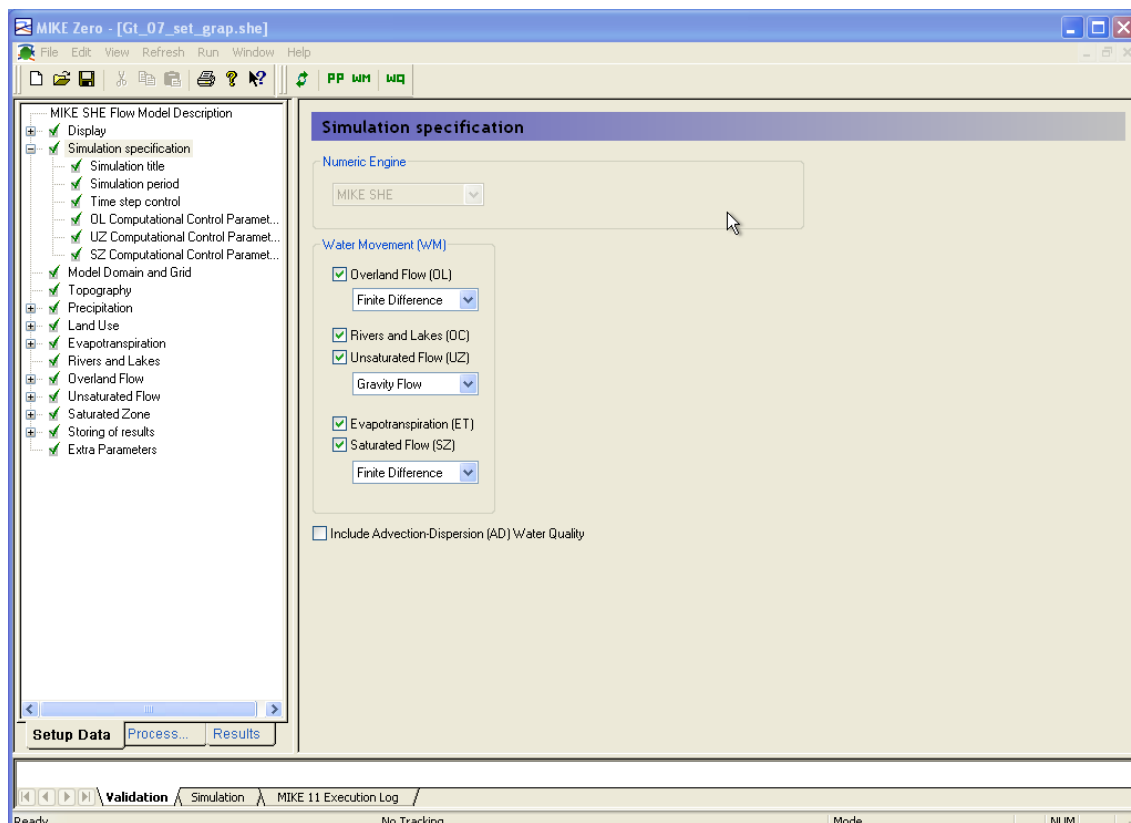


Figura 3.2: Ilustración de la interfaz del modelo MIKE SHE y del proceso de definición de las especificaciones de simulación para los modelos de las dos cuencas.

3.2.4. Información meteorológica

De las 19 estaciones pluviométricas disponibles en la cuenca del Gete se utilizaron 7 estaciones, mientras que en la cuenca del Jeker se utilizaron 7 de las 14 disponibles como se puede observar en la Tabla 3.1. La selección de estas estaciones en cada cuenca se basó en las series de tiempo disponibles y en su distribución espacial dentro de las cuencas. Se utilizó el método de los polígonos de Thiessen para obtener la distribución espacial de las precipitaciones para cada cuenca. Los polígonos de Thiessen se calcularon para cada cuenca; los resultados gráficos respectivos se muestran en la Fig. 3.4.

La evapotranspiración de referencia (ET_0) se calculó usando la ecuación modificada de Penman (Vázquez y col., 2009; Vázquez y Feyen, 2004^b) con los datos suministrados por el RMI. Los detalles de la metodología para estimar la ET_0 se pueden consultar en Vázquez y Feyen (2004^b).

3.2.5. Sistema fluvial

Para la modelización del sistema fluvial fue necesaria la creación de un modelo hidrodinámico en MIKE 11 en donde se detalla los ramales del río, así como sus conexiones, secciones transversales y otros parámetros fundamentales para la modelización. Este modelo hidrodinámico se conecta con el modelo hidrológico MIKE SHE, teniendo en cuenta los pasos de tiempo definidos en los dos modelos, para de esta forma integrar la modelización hidrodinámica y la hidrológica, permitiendo la interacción entre los diferentes componentes del ciclo hidrológico terrestre (Vázquez, 2003).

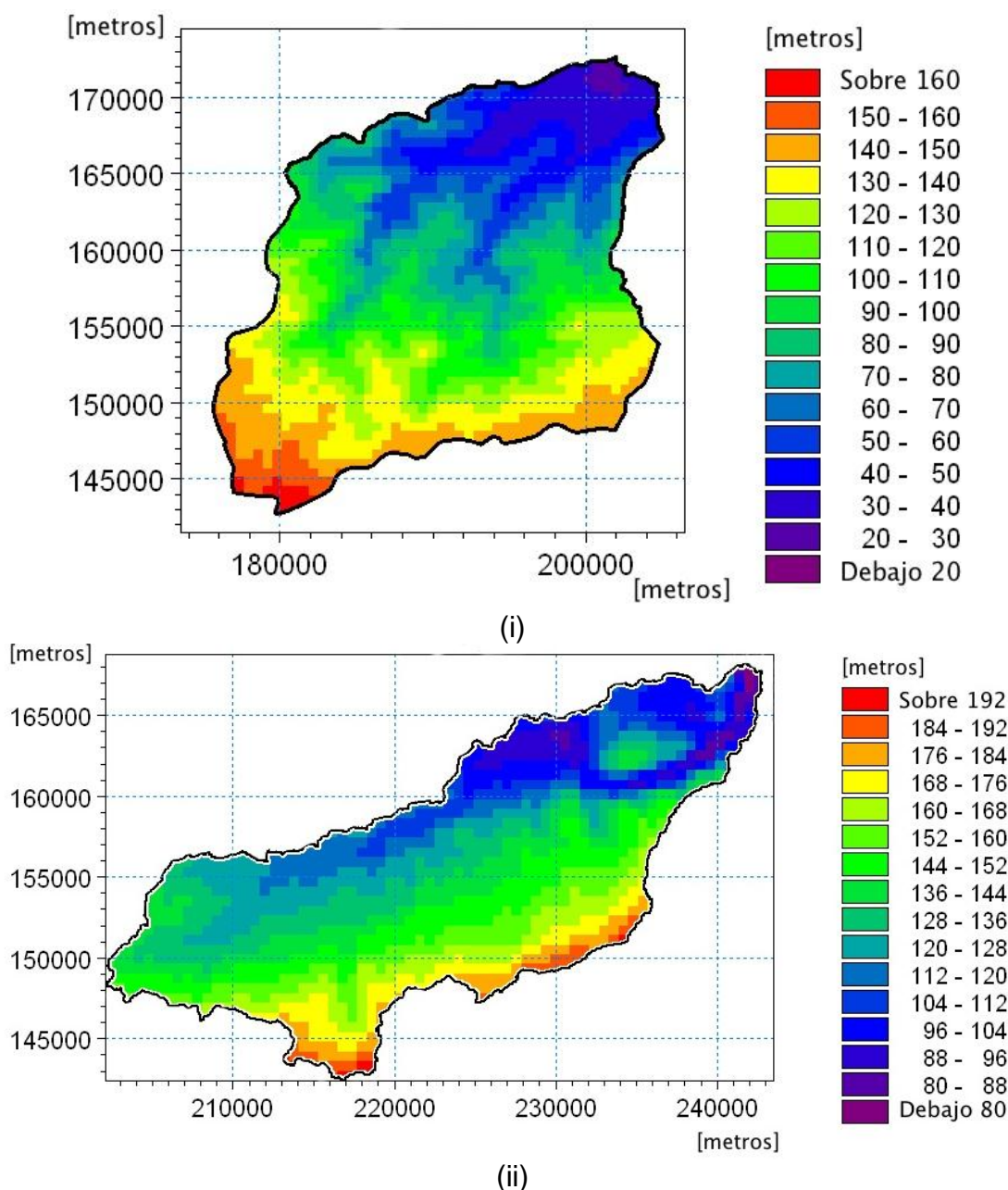


Figura 3.3: Modelo digital de elevación (MDE) de la cuenca (i) del Gete; y (ii) del Jeker.

Tabla 3.1: Estaciones pluviométricas consideradas en la presente modelización.

Cuenca	Estación
Gete	Beauvechain, Bolinne, Ermage, Ezemaal, Gorsem, Maleves-St. Marie, Waremme
Jeker	Bierset, Fize-Fontaine, Fumal, Riemst, Thisnes-Hannaut, Visé, Waremme

Los mapas proporcionados por AMINAL y la administración Walloona fueron digitalizados y posteriormente pasados a formato ASCII específico para la creación de la red fluvial de cada cuenca (Vázquez y col., 1999). Este formato ASCII es el necesario para poder importar los puntos de los ríos y las definiciones de los ramales dentro del Editor de Ríos de MIKE 11 (Fig. 3.5), y para llevarlo a cabo fue necesaria la preparación de una subrutina en MATLAB® para automatizar el proceso. La conexión de cada uno de los ramales procesados con la subrutina creada se realizó mediante el uso de la herramienta

Autoconnect *Branches* disponible en la interfaz de MIKE SHE (DHI, 2007a) con un posterior refinado manual.

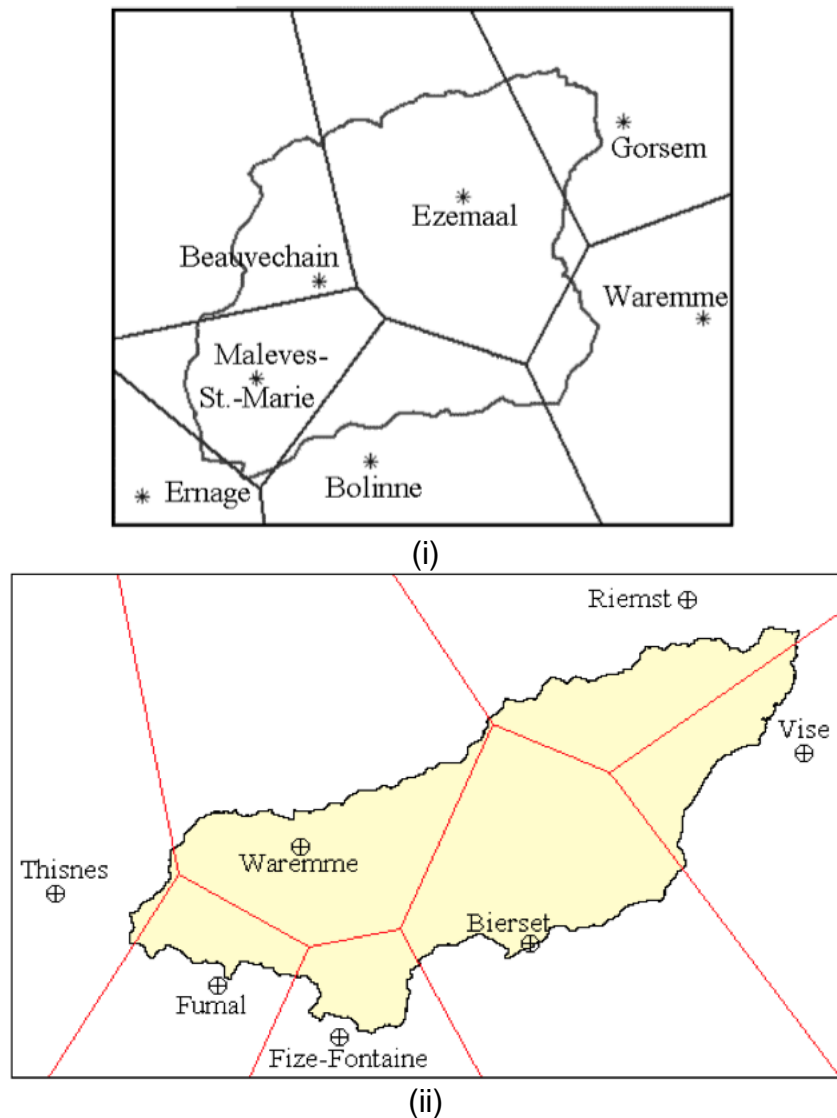


Figura 3.4: Polígonos de Thiessen para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker (en base a Vázquez y col., 2008).

En la presente modelización se empleó la simplificación Cinemática (Kinematic Routing) de las ecuaciones diferenciales de flujo de Navier Stokes (Chow, 1959; Chow y col., 1988) en congruencia con el objetivo de simular bien el flujo en el ramal principal del río.

De igual manera que para la red fluvial, se creó una subrutina en MATLAB® para el cambio de formato de datos de las secciones transversales. Una vez dentro del editor de secciones transversales de MIKE 11, se incluyen en cada sección transversal parámetros como la resistencia física al flujo (asumida en este estudio como uniforme), en base a números de Strickler (Vázquez y col., 1999).

En el editor de condiciones de contorno se definió una condición al inicio de cada ramal del río, así como al final de la red fluvial. Las condiciones de inicio de ramales se definieron como caudal nulo de entrada, mientras que al final de la red se definió una condición de nivel de agua obtenida de los datos observados, este proceso se realizó para las dos

cuencas por igual. Los parámetros hidrodinámicos de los modelos se definieron en base a recomendaciones encontradas en literatura (Chow, 1959; Vázquez y col., 1999; DHI, 2007).

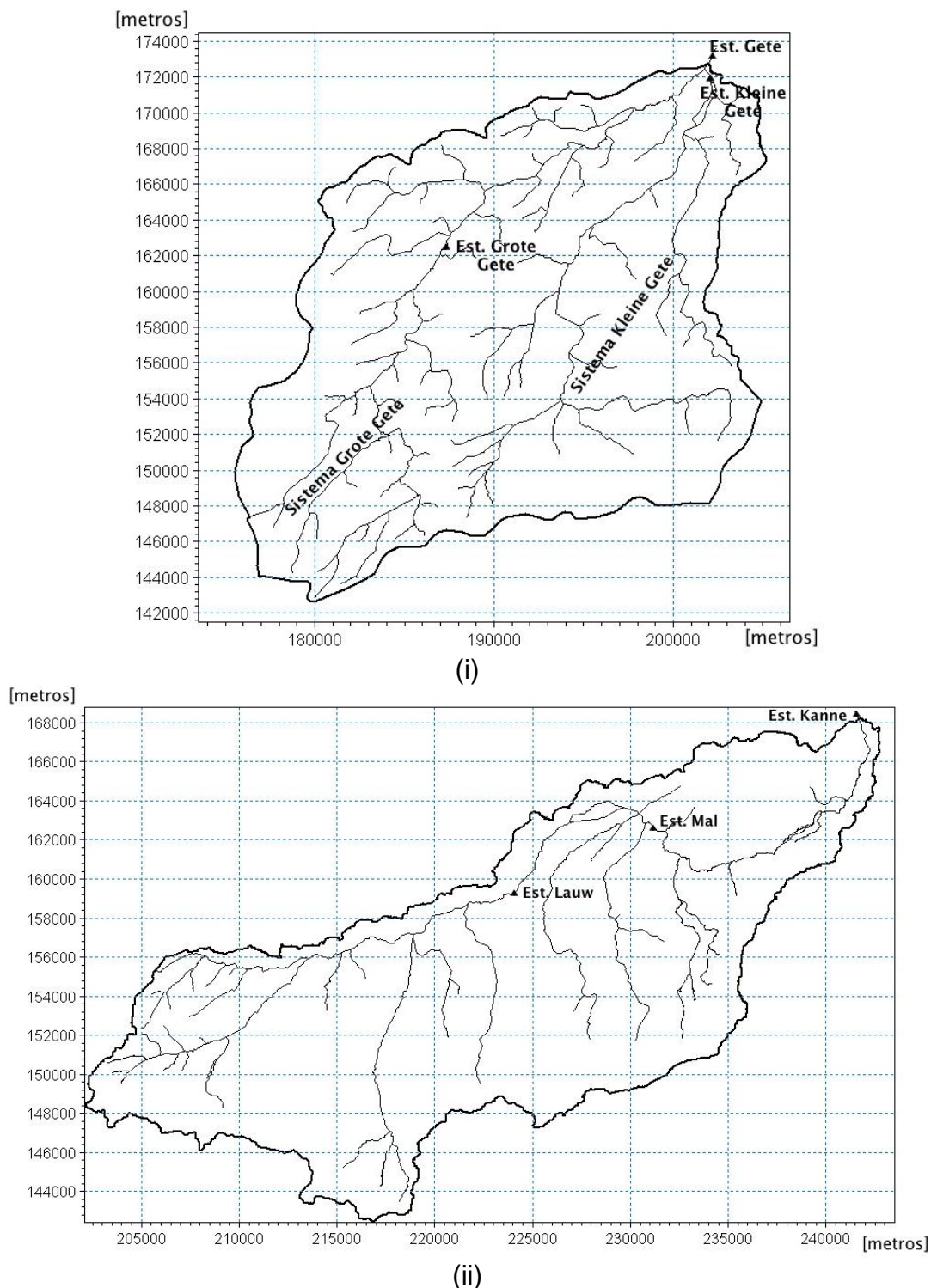
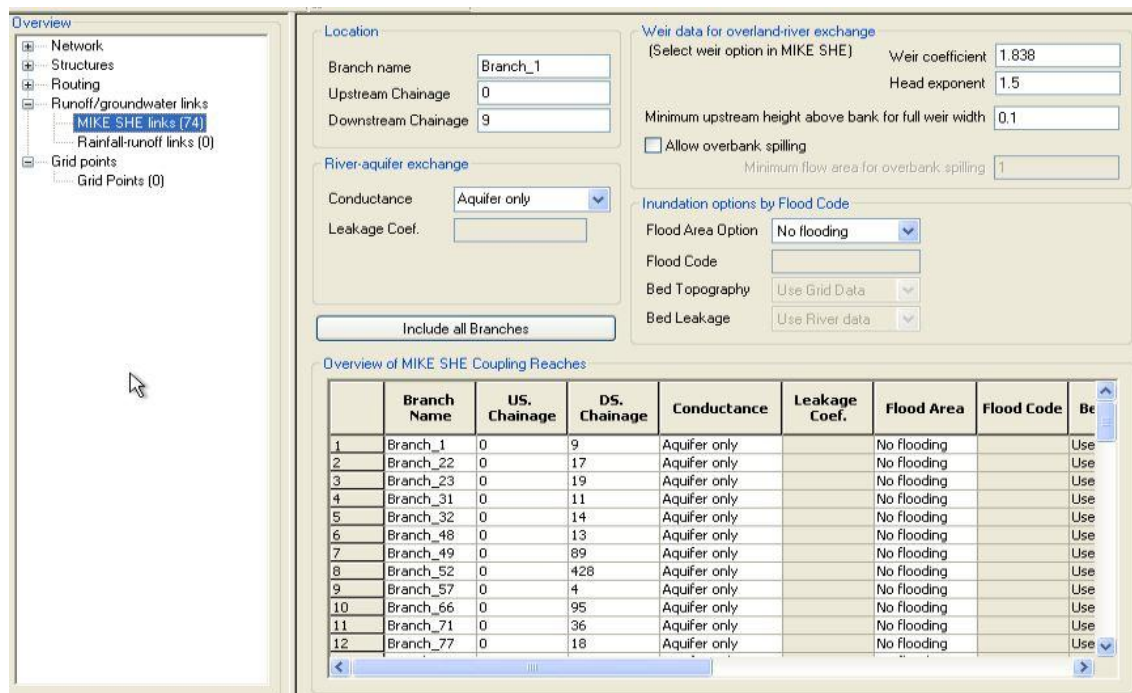


Figura 3.5: Red fluvial y estaciones de medición de caudal para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker.

Una vez definida la red fluvial, las secciones transversales, las condiciones de contorno y parámetros hidrodinámicos fue necesario crear vínculos de interacción con los demás componentes de MIKE SHE, mediante el Editor de Ríos de MIKE 11, accesible en el submenú MIKE SHE Links de la sección Runoff/groundwater links (Fig. 3.6). En esta parte de la interfaz se definen (i) qué ramales son los que interactúan con MIKE SHE; y (ii)

parámetros tales como el tipo de contacto con el fondo del río y el coeficiente de intercambio lecho-acuífero, que definen el intercambio de agua entre el lecho del río y el acuífero.



The screenshot shows the 'Overview' window of the MIKE SHE coupling interface. It includes a tree view on the left with 'MIKE SHE links (74)' selected. The main panel is divided into several sections: 'Location' (Branch name: Branch_1, Upstream Chainage: 0, Downstream Chainage: 9), 'Weir data for overland-river exchange' (Weir coefficient: 1.838, Head exponent: 1.5, Minimum upstream height above bank for full weir width: 0.1), 'River-aquifer exchange' (Conductance: Aquifer only, Leakage Coef. field), 'Inundation options by Flood Code' (Flood Area Option: No flooding, Flood Code field, Bed Topography: Use Grid Data, Bed Leakage: Use River data), and an 'Overview of MIKE SHE Coupling Reaches' table.

	Branch Name	US. Chainage	DS. Chainage	Conductance	Leakage Coef.	Flood Area	Flood Code	Be
1	Branch_1	0	9	Aquifer only		No flooding		Use
2	Branch_22	0	17	Aquifer only		No flooding		Use
3	Branch_23	0	19	Aquifer only		No flooding		Use
4	Branch_31	0	11	Aquifer only		No flooding		Use
5	Branch_32	0	14	Aquifer only		No flooding		Use
6	Branch_48	0	13	Aquifer only		No flooding		Use
7	Branch_49	0	89	Aquifer only		No flooding		Use
8	Branch_52	0	428	Aquifer only		No flooding		Use
9	Branch_57	0	4	Aquifer only		No flooding		Use
10	Branch_66	0	95	Aquifer only		No flooding		Use
11	Branch_71	0	36	Aquifer only		No flooding		Use
12	Branch_77	0	18	Aquifer only		No flooding		Use

Figura 3.6: Ilustración de la ventana para la generación de vínculos entre MIKE 11 y MIKE SHE.

3.2.6. Caracterización del flujo superficial, no saturado y saturado

El modelo MIKE SHE requiere para el flujo superficial el coeficiente de rugosidad de Manning/Strickler como principal parámetro característico de la superficie del suelo (Tabla 2.5), a más de este se debe ingresar un valor de profundidad inicial y una profundidad de almacenamiento de retención que es un valor proporcional al flujo superficial (Chow y col., 1988).

Para la caracterización del flujo no saturado se necesitan los parámetros hidrofísicos de todos los tipos de suelo existentes, debido a que el componente de la zona no saturada del modelo requiere información acerca del comportamiento de la carga de succión del suelo y la permeabilidad en función de la humedad del mismo, para lo cual es necesario realizar una aproximación de esta descripción por medio de ajustes matemáticos a las conocidas curvas de retención/humedad y de permeabilidad/humedad. Aunque existen varios métodos matemáticos de ajuste para la descripción de estos parámetros, uno de los más utilizados e implementados en el modelo MIKE SHE es el método de Van Genuchten (1981).

En las ecuaciones 3.1 y 3.2 se muestran la retención como variación del contenido de humedad, y la permeabilidad como variación de la carga de succión, respectivamente según las expresiones de Van Genuchten:

$$\theta(\varphi) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha\varphi)^n]^m} \quad (3.1)$$

$$K(\varphi) = K_s \frac{[(1 + |\alpha\varphi|^n)^m - |\alpha\varphi|^{n-1}]^2}{(1 + |\alpha\varphi|^n)^{m(1+2)}} \quad (3.2)$$

Los rangos de valores de los parámetros hidrofísicos utilizados se pueden encontrar en la Tabla B.2, B.3 y B.4 del Apéndice B.

En base a la información de los horizontes (capas) de suelo disponible se crearon diferentes unidades de suelo (combinación de distintos horizontes). La Fig. 3.7 muestra la distribución de suelo en las cuencas, en donde la cuenca del Gete está conformada por 9 tipos de suelo, que incluyen suelos francos (Aba, Ada y Adc), franco-arenoso (Lca y Lda), suelos arcillosos (Eep y Uep) y suelos rocosos (Gbb). Sin embargo, debido al tamaño de grilla usado en la investigación, se consideran únicamente en el modelo conceptual los suelos indicados en la Fig. 3.7.

Para la modelización de la zona saturada, en MIKE SHE las formaciones geológicas pueden implementarse en el modelo como capas geológicas si su extensión es la misma que la de la región modelada o como lentes geológicos si su extensión es menor. Ambos tipos se consideran a lo largo de la simulación hidrológica por el módulo de movimiento de agua (WM) de MIKE SHE; sin embargo, los resultados de simulación se pueden recuperar solamente para las capas geológicas, mientras que no es posible especificar piezómetros en los lentes (DHI, 1999). Debido a esto, se modelaron los lentes geológicos como si fuesen capas, en donde se definió un espesor mínimo en las partes donde la formación no existe en la realidad.

Para el modelo de la cuenca del Gete se consideraron cinco capas geológicas: Kwartair (Kw), Brusseliaan (Br), Landenian (Ln), Heers (Hs) y Krijt (Kr) (Tabla 2.4). Para la cuenca del Jeker se ingresaron seis capas geológicas: Kwartair (Lm), Sables Tertiaires (Sa), Conglomerate Flint (Co), Fractured Cretaceous Chalk (CrFr), Hard Groud (Hg) y por último, Compacted Cretaceous Chalk (CrCm). Los parámetros hidrogeológicos de cada capa ingresados en los modelos antes de la calibración son los valores obtenidos por el Departamento de Geología de la Universidad Católica de Leuven (Historical Geology, K.U. Leuven) y el Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie (Tabla 2.2).

Las condiciones de contorno fueron definidas en base a mapas históricos de contorno de agua obtenidos del Departamento del Agua de AMINAL y de la Dirección General de Recursos Naturales y Medio Ambiente de la Región Walloona y se definen como un contorno sin flujo (basado en la divisoria topográfica de aguas).

3.3. Establecimiento del modelo de las cuencas de estudio (NAM)

Para establecer el modelo NAM de las zonas de estudio, se requieren datos como: el área de la cuenca, las series de tiempo meteorológicas de precipitación y evapotranspiración potencial (ET_p), series de tiempo de abstracciones (piezómetros de bombeo) subterráneas. Para la contrastación de la calidad de las predicciones del modelo son necesarias las series de tiempo de los caudales superficiales circulantes. Toda esta información es la misma que la utilizada para los modelos desarrollados con el código distribuido MIKE SHE. Para el correcto funcionamiento del modelo son necesarios también los valores de las condiciones iniciales: contenido inicial de agua en el depósito superficial y depósito de la zona de raíces, junto con los valores iniciales de las constantes de flujo superficial (coeficiente de escorrentía sobre el suelo), subsuperficial (constante de tiempo para el flujo subsuperficial) y para el flujo de base (constante de tiempo para el tránsito de flujo subterráneo); el valor para estas condiciones iniciales se fijó como cero, excepto para el flujo base que se adoptó un valor que corresponde al menor caudal observado en la época cercana al inicio de la modelización.

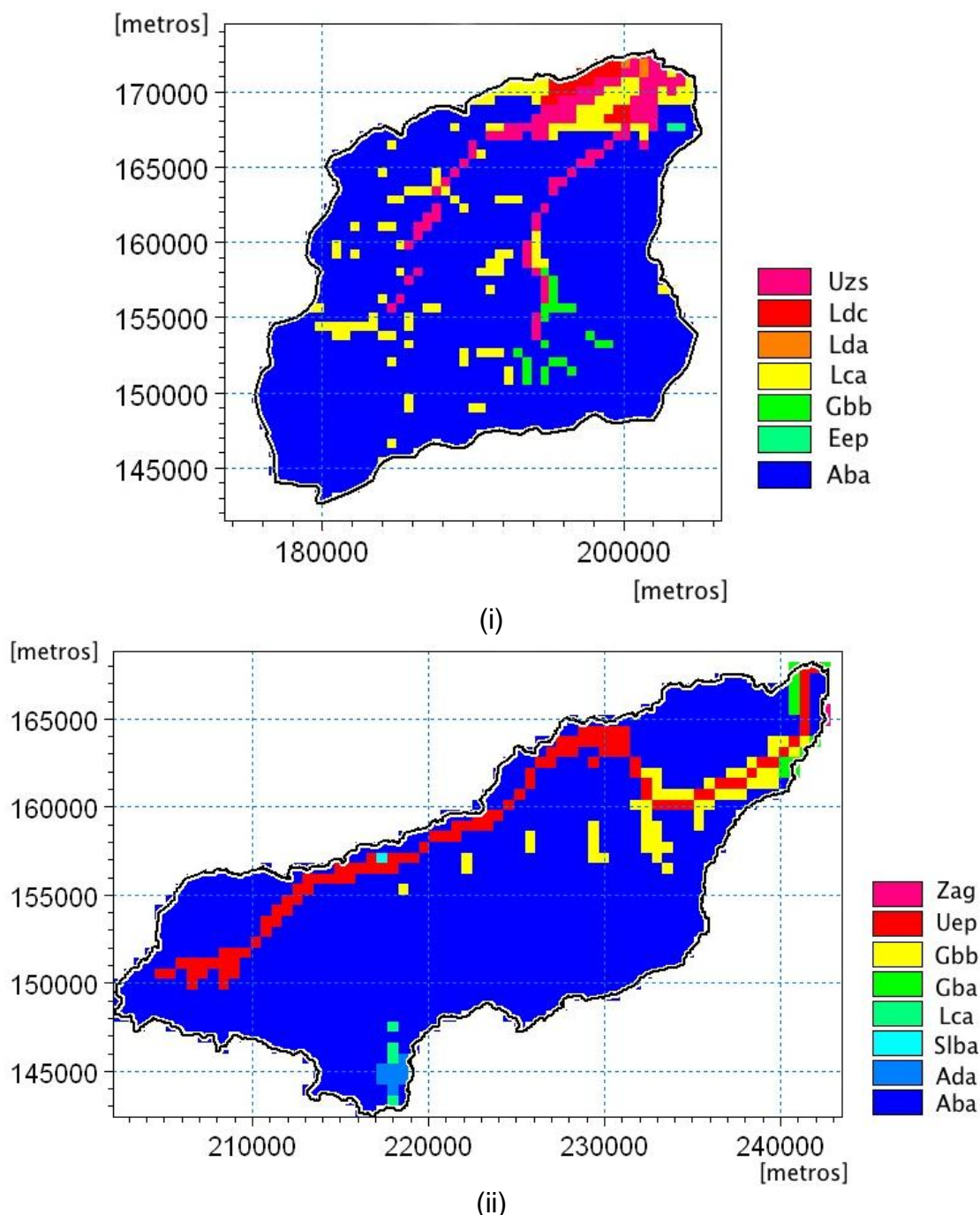


Figura 3.7: Distribución espacial de los tipos de suelo para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker. Cabe señalar además que todos los períodos de simulación que se consideraron en esta modelización son exactamente los mismos que se utilizaron en la modelización distribuida. Así también, es necesario indicar que las series temporales de abstracción empleadas en este estudio tienen una escala mensual, en vista de que el software de simulación presentó problemas de corrida con los datos a escala diaria; este es un aspecto que debería revisarse a futuro, si existe la posibilidad de contar con una nueva versión del software de simulación NAM (DHI, 2007c).

3.4. Evaluación de la calidad de las predicciones de los modelos

La evaluación de la calidad de los modelos incluye la comparación gráfica de los hidrogramas simulados y observados, así como de los niveles piezométricos simulados y observados. Además se incluyen una serie de medidas estadísticas de rendimiento que se describen más adelante y que se emplean de forma complementaria con la evaluación gráfica.

Los métodos gráficos pueden ser útiles para mostrar tendencias, tipos de errores y los patrones de distribución. Existen varios tipos de representación gráfica posibles. En este trabajo se discuten tres métodos de visualización gráfica para la evaluación del modelo: (i) la comparación de los hidrogramas observados y simulados, (ii) los diagramas de dispersión y (iii) la comparación de hidrogramas acumulados. Los hidrogramas al mostrar la variación de un parámetro con respecto al tiempo, como pueden ser caudales o niveles piezométricos se utilizan para evaluar la calidad del modelo en eventos específicos. Los diagramas de dispersión se utilizan por lo general para observar el grado de correlación entre dos variables; sin embargo, en este caso se han empleado para mostrar el grado de correspondencia entre los valores observados y los simulados (Refsgaard, 1997; Vázquez, 1997; Vázquez, 2003).

La estadística provee métodos cuantitativos para extraer información esencial de una gran cantidad de datos, es decir permite reducir una gran cantidad de datos en un conjunto más pequeño de valores o estadísticos. En la presente sección se da una breve descripción de los estadísticos usados en la investigación.

El análisis de los errores residuales se puede utilizar para evaluar el rendimiento del modelo (Loague y Green, 1991). El error residual está definido como la diferencia entre los datos observados y los simulados de una variable dependiente del modelo:

$$r_i = \sum_{i=1}^n (O_i - P_{(\theta)_i}) \quad (3.3)$$

, donde r_i es el error residual para el tiempo i ; $P_{(\theta)_i}$ es la predicción en el paso de tiempo i ; O_i es el valor observado para el paso de tiempo i ; θ es el conjunto de parámetros con el que se parametriza el modelo; y n es el número total de pasos de tiempo simulados.

El error medio absoluto (MAE) también es una medida del error medio en las series de tiempo modeladas. El MAE (Ec. 3.4) tiene la ventaja de que sólo maneja magnitudes (no signos) por lo tanto los residuales o residuos no tienden a cancelarse de manera artificial.

$$MAE = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n |r_i| \quad (3.4)$$

, donde $|r_i|$ es el valor absoluto del error residual.

Se utilizó el estadístico coeficiente de eficiencia (EF_2) de Nash y Sutcliffe (1970) para considerar el error sistemático y el aleatorio en las simulaciones (Vázquez y col., 2008). Este estadístico ha sido usado en muchas modelizaciones por autores como Loague y Green (1991), Refsgaard y Knudsen (1996), Refsgaard (1997), Legates y McCabe (1999), Vázquez y col. (2002), Vázquez (2003), entre otros. La estructura matemática de este estadístico es:

$$EF_2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (3.5)$$

Se consideró además, el error medio cuadrático (RMSE), a pesar de que este estadístico mide el mismo tipo de información que EF_2 (Vázquez y col., 2008). Sin embargo, se lo

consideró en este estudio ya que es el estadístico empleado en el proceso de calibración automática asociado al modelo NAM (DHI, 2007c). La estructura matemática del error medio cuadrático se expresa como:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (r_i)^2}{n}} \quad (3.6)$$

Para tener una idea de la dispersión de los valores simulados y de los valores observados alrededor de la media de las observaciones se utilizó el coeficiente de determinación (CD). El rendimiento del modelo es mejor si este estadístico está más próximo a 1,000. Su estructura matemática es:

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2} \quad (3.7)$$

Los índices MAE, RMSE y EF_2 son estadísticos que miden la misma información del error (error sistemático y aleatorio). Para el proceso de calibración, a excepción del proceso de calibración automática asociado al empleo del modelo NAM, por lo general, se tomó en cuenta solamente el estadístico EF_2 ; sin embargo se evaluaron también otros estadísticos para comparación con otros estudios semejantes.

3.5. Calibración y validación de los modelos

Se pueden distinguir los siguientes 6 modos de falla o de incertidumbre en los modelos (Spitz y Moreno, 1996; Refsgaard y Storm, 1996; Gupta y col., 1998; Vázquez y col., 1999):

- (i) Errores sistemáticos y aleatorios en el ingreso de los datos del modelo y de los datos de calibración;
- (ii) Errores como resultado de un juego de parámetros no óptimos;
- (iii) Errores matemáticos en el modelo;
- (iv) Errores conceptuales en el modelo y en el dimensionamiento del sistema;
- (v) Errores numéricos inherentes en la solución del algoritmo; y
- (vi) Errores en la predicción de los resultados de predicción.

Como consecuencia de estos errores, los modelos hidrológicos deben ser calibrados para mejorar los resultados de los mismos (Binley y col., 1991). Durante el proceso de calibración sólo la incertidumbre debida a la segunda fuente de error puede ser minimizado (Vázquez y col., 1999). Por lo tanto, es importante distinguir entre las diversas fuentes de incertidumbre para evitarlas y obtener un buen rendimiento en general del modelo. La terminología usada en esta investigación para los procesos de calibración y validación de los modelos sigue la línea presentada en Shclesinger y col. (1979), Tsang (1991), Anderson y Woessner (1992), Refsgaard y Knudsen (1996), Refsgaard (1997), Gupta y col. (1998), Vázquez y col. (1999) y Vázquez (2003).

El objetivo general de la calibración de un modelo es reducir al mínimo los errores entre los valores observados y los simulados de las variables calibradas del modelo bajo consideración. Para la calibración de modelos hidrológicos, se debe estimar los valores de los parámetros del modelo. En algunos casos estos valores apropiados de los parámetros se pueden determinar de forma directa a través de la medición del mismo en el sistema real que se está simulando (Gupta y col., 1998). Sin embargo en la mayoría de los casos, los parámetros considerados en los modelos numéricos son abstracciones de características complejas de la cuenca, y como tal, las técnicas de calibración son necesarias para determinar estos parámetros (ESI, 1996; Gupta y col., 1998; Vázquez y col. 1999; Vázquez, 2003).

Este proceso de calibración se lleva a cabo o bien de forma manual por medio de ensayos por tanteos o bien mediante una técnica de optimización automática. El ensayo de calibración por tanteos fue la primera técnica utilizada e incluso hoy en día es el método preferido por la mayoría de profesionales debido a que permite comprender fácilmente la dinámica del proceso de modelización, determinar cuáles son los parámetros más influyentes y las variaciones que producen los mismos dentro del proceso.

El proceso de validación busca comprobar que los ajustes de parámetros realizados durante la fase de calibración fueron los adecuados. Para esto se sigue el mismo proceso que en la calibración, validando los modelos en función de los datos de flujo y en función de los niveles piezométricos observados.

3.5.1. Determinación de los períodos de calibración y evaluación

Las variables dependientes del modelo que se consideran durante el proceso de calibración son aquellas en las que se posee una serie de datos históricos considerable para las cuencas de estudio. Los datos representados por estas variables del modelo deben ser necesariamente salidas del modelo hidrológico (Vázquez y col., 1999). Datos de los caudales del río, así como información acerca de los niveles piezométricos se encuentran disponibles para ambas cuencas, la del Gete cuenta con tres estaciones fluviales, que son Gete, Grote Gete y Kleine Gete (Tabla 2.6); se dispone de tres estaciones en la cuenca del Jeker que son Kanne, Mal y Lauw (Tabla 2.6).

Las estaciones de aforo consideradas para el proceso de calibración y validación son la estación del Gete y la estación del Kanne para las cuencas del Gete y del Jeker respectivamente, ya que se encuentran situadas a la salida de las cuencas de interés. El resto de estaciones de aforo se consideraron para el proceso de validación solamente.

Se inspeccionó la longitud de las series de tiempo disponibles para cada piezómetro con el fin de seleccionar solamente los piezómetros que tienen datos dentro de los períodos de validación y calibración. Algunos de estos piezómetros se definieron como piezómetros de control para los procesos de calibración y validación, mientras que otros se seleccionaron solo para el proceso de validación. En la Tabla 3.2, Tabla 3.3 y en la Fig. 3.8 se puede observar la información sobre los piezómetros de control seleccionados y su distribución espacial para los períodos de calibración y validación.

La Fig. 3.9 muestra los diferentes períodos que se utilizaron en los procesos de calibración y validación. Los modelos se calibraron en función de los caudales observados y de los niveles piezométricos obtenidos durante un período de dos años, que representa diferentes condiciones en el campo debido a los cambios de cada estación climática.

Los modelos calibrados se validaron durante un período de tres años. Además se consideró un período de calentamiento previo al proceso de calibración para reducir los efectos de las condiciones iniciales adoptadas en las simulaciones las mismas que se obtuvieron de una simulación de arranque ("hot start simulation") en un período antecedente al de calentamiento.

Tabla 3.2: Piezómetros de control en la cuenca del Gete.

Coord. X	Coord. Y	ID de pozo	Uso de los datos	Capa Geológica	Geología de la pantalla
194610	168000	1-F	Calibración y Validación	Kwartair, Landeniaan, Heers, Krijt	
191980	166160	2-F		Landeniaan	
186200	162811	18-F		Krijt	
187619	166184	19-F		Landeniaan	
179370	155620	33-W		Brusseliaan	
183790	155100	37-W		Brusseliaan	
182850	151150	41-W		Brusseliaan	
180940	149180	42-W		Brusseliaan	
187320	149480	46-W		Kwartair	
189370	150700	48-W		Landeniaan	
185200	140700	49-W		Brusseliaan	
184340	146750	50-W		Brusseliaan	
192110	166150	3-F	Validación	Landeniaan	
186345	162970	17-F		Landeniaan	
178610	149130	40-W		Brusseliaan	
183220	151500	43-W		Brusseliaan	
190810	152590	44-W		Kwartair	

Tabla 3.3: Piezómetros de control en la cuenca del Jeker

Coord. X	Coord. Y	ID de pozo	Uso de los datos	Capa Geológica	Geología de la pantalla
225975	149450	BIE042	Calibración y Validación	Krijt (Compactada)	
227325	159025	F29		Krijt (Fracturada)	
221775	154550	F12		Krijt (Compactada)	
213050	152675	F6		Krijt (Fracturada)	
213525	149525	VIE44		Krijt (Compactada)	
210325	148225	WALL66		Krijt (Compactada)	
225775	157100	F16		Krijt (Compactada)	
219175	150250	JEN84		Krijt (Compactada)	
219150	152075	F13		Krijt (Compactada)	
213200	145470	CHAP77		Krijt (Fracturada)	
217175	149700	DON32		Krijt (Compactada)	
230775	157975	WIH14	Validación	Krijt (Compactada)	
229750	149750	F22		Krijt (Fracturada)	
219750	147500	F14		Krijt (Fracturada)	
215300	148650	F7		Krijt (Fracturada)	
217325	152775	REM11		Krijt (Compactada)	
237000	158875	F27		Krijt (Compactada)	

En base a la disponibilidad de información de series temporales de caudales y niveles piezométricos se definió para la cuenca del Gete un período de calentamiento desde 01/09/1984 hasta 01/01/1985 (122 días), el período de calibración desde 01/01/1985 hasta 01/01/1987 (730 días) y el periodo de validación desde 01/01/1987 hasta 01/01/1990 (1095 días); para la cuenca del Jeker de la misma manera se definió un periodo de calentamiento desde 02/12/1985 hasta 01/01/1986 (29 días), el periodo de calibración desde 01/01/1986 hasta 01/01/1988 (730 días) y el periodo de validación desde 01/01/1988 hasta 01/01/1991 (1095 días).

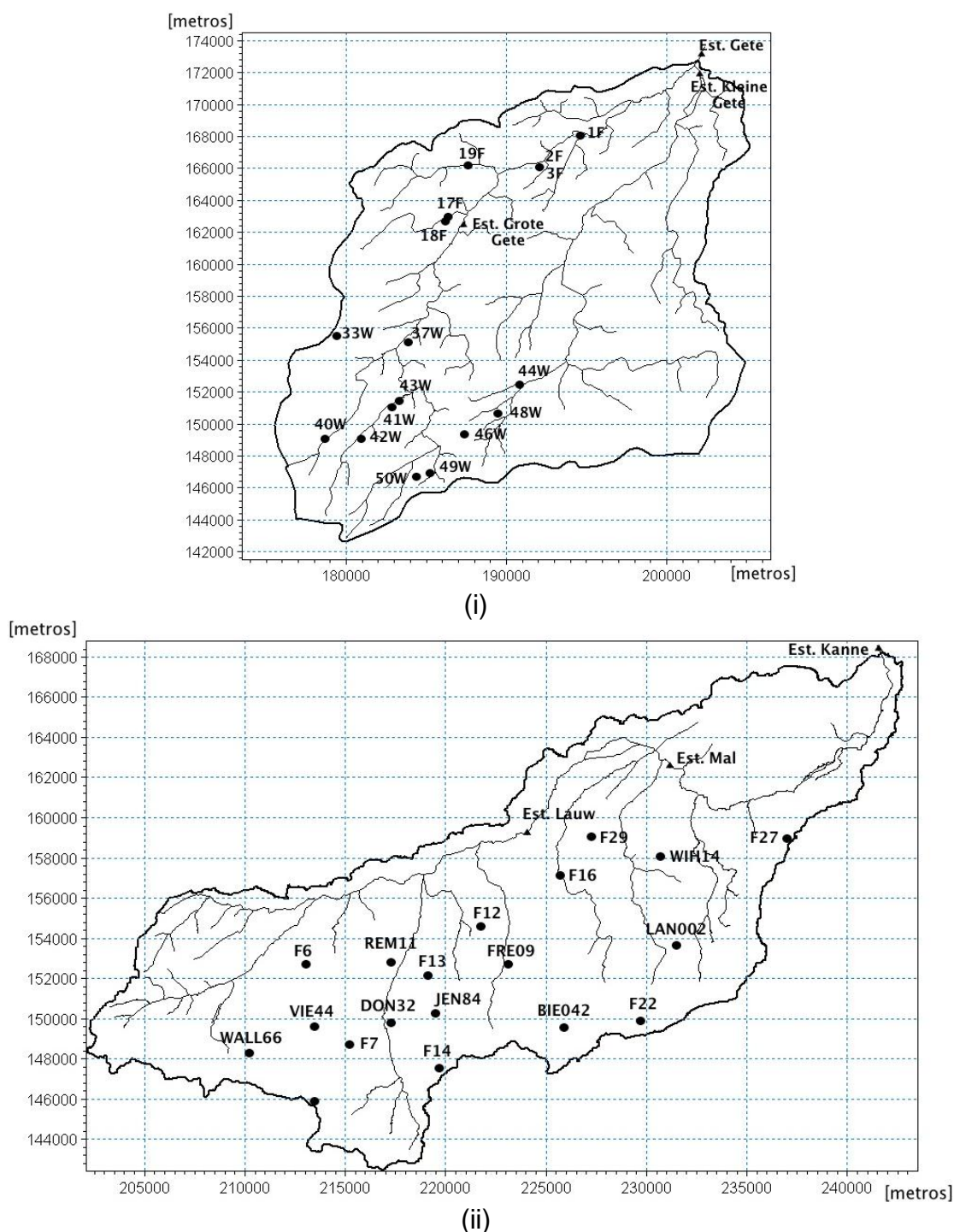


Figura 3.8: Distribución de los piezómetros de control para las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker.

3.5.2. Parametrización de los modelos distribuidos

La selección de los parámetros a calibrar de los modelos (variables independientes) dependen de los datos existentes que están disponibles para el modelado (Anderson y Woessner, 1992). Como se ha mencionado con anterioridad, las variables a calibrar para los modelos de las cuencas del Gete y del Jeker son los caudales de los ríos y los niveles piezométricos.

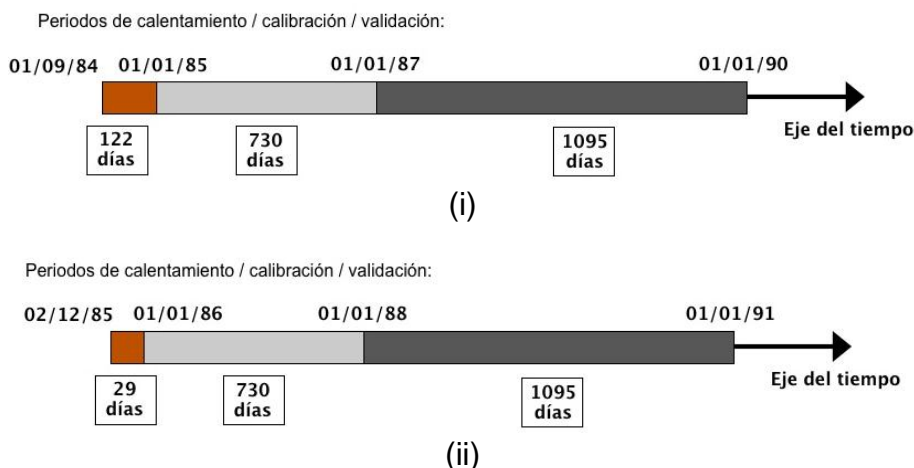


Figura 3.9: Periodos seleccionados para los procesos de calentamiento, calibración y validación de los modelos de las cuencas (i) del Gete; y (ii) del Jeker.

Las características que influyen significativamente el hidrograma de caudal son la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y las características de las cuencas hidrográficas (Fig. 3.10). Los factores que afectan a un hidrograma de caudal se pueden clasificar como (Chow y col., 1988; Mosley y McKerchar, 1993; Singh, 1997; Vázquez, 2003):

- (i) la dinámica de la precipitación en tormenta (es decir, la variabilidad espacio-tiempo), que se caracteriza por su dirección y velocidad, aparte de su intensidad, cantidad y duración;
- (ii) las características de la cuenca, que pueden ser superficial o sub-superficial;
- (iii) la infiltración y el intercambio de agua entre el flujo y el suelo;
- (iv) las condiciones de humedad o sequía.

Las características superficiales incluyen la forma de las cuencas, la red fluvial, la topografía del terreno, la rugosidad de la vegetación y los usos del suelo. Las características sub-superficiales son la textura del suelo, la estructura, la estratigrafía, otras propiedades del suelo, como la porosidad y la conductividad hidráulica; la lito-estratigrafía de formaciones geológicas y las propiedades hidráulicas de las capas geológicas (Singh, 1997). Las propiedades dinámicas de precipitación se tienen en cuenta a través de las series de tiempo y la distribución espacial de la precipitación (Chow y col., 1988; Singh, 1997; DHI, 2007a; DHI, 2007b).

MIKE SHE, por su forma distribuida, es capaz de tomar explícitamente en cuenta los factores geomorfológicos tales como la forma de la cuenca, la red fluvial, la topografía del terreno, la rugosidad de la vegetación y los usos del suelo. Las características sub-superficiales son consideradas en MIKE SHE a través de la infiltración (componente UZ) y a través de los modelos de flujo de agua subterránea (componente SZ).

El flujo de drenaje (artificial o natural) es simulado de forma empírica, en donde para cada elemento se requiere de un nivel de drenaje y una constante de tiempo (DHI, 2007b). El componente UZ conecta el flujo superficial y el de agua subterránea a través de la ecuación de Richards en una dirección y considera la estratigrafía y la distribución espacial del suelo, así como las curvas de retención del tipo de suelo y las curvas de conductividad hidráulica que dependen del contenido de humedad del suelo. El componente SZ permite apreciar el intercambio de agua en el suelo usando para ello datos geológicos, lito-estratigráficos, las

propiedades hidráulicas y la distribución espacial de las formaciones geológicas de la cuenca (DHI, 2007a).

Los factores antes mencionados que afectan a las características hidrográficas dan una idea de la enorme cantidad de parámetros del modelo que podrían eventualmente estar involucrados en el proceso de calibración. Como tal, la calibración del modelo MIKE SHE no es una tarea sencilla.



Figura 3.10: Relación de la precipitación con las características de la cuenca y las características de flujo (Mosley y McKerchar, 1993).

En la presente investigación, tomando en cuenta las consideraciones presentadas en esta sección, se determinaron como parámetros de calibración al nivel de drenaje, la constante de tiempo del drenaje, el coeficiente de intercambio lecho-acuífero y las propiedades hidrogeológicas de las distintas formaciones que influyen fuertemente en el intercambio de flujo de agua entre el río y el suelo. Todos estos parámetros fueron examinados detenidamente por lo que se determinó que tienen una gran influencia en la forma, períodos y picos del hidrograma de caudal (Vázquez, 2003).

3.5.3. Parametrización de los modelos agregados

Para la calibración tanto manual como para la automática se puede tomar en cuenta las siguientes consideraciones presentadas por DHI (2007c):

- Realizar un ajuste del balance de agua del sistema. La precipitación acumulada neta menos la escorrentía debe ser igual a la evapotranspiración acumulada para un período determinado; la evapotranspiración podría incrementarse aumentando la capacidad de los reservorios superficial U_{max} y de la zona de raíces L_{max} .
- Los caudales picos son causados por un mayor flujo superficial. El caudal pico puede ajustarse mediante el cambio del coeficiente del flujo superficial (CQOF) y la forma del caudal pico depende de la constante de escorrentía CK_{12} .
- El caudal base depende de los demás caudales, cualquier cambio en caudal superficial o caudal interno afecta al caudal base. La forma de recesión del caudal base se ve afectada por la constante de tiempo de caudal base $CKBF$.
- El valor inicial de los parámetros TOF, TIF, y TG puede ser cero para la primera simulación.

El proceso de calibración automático implementa un algoritmo SCE, que se encuentra incluido en el ambiente de modelización NAM de MIKE 11. Los parámetros a optimizarse que recomienda DHI son el contenido máximo de agua en el depósito superficial, el contenido máximo de agua en el depósito de zona de raíces, coeficiente de escorrentía sobre el suelo, constante de tiempo para el flujo subsuperficial, las constantes de tiempo para el tránsito de la escorrentía sobre el suelo, umbral en la zona de raíces para la escorrentía sobre el suelo, umbral en la zona de raíces para el flujo subsuperficial, umbral

en la zona de raíces para la recarga subterránea y la constante de tiempo para el tránsito de flujo subterráneo.

3.5.4. Intervalos físicamente aceptables de los parámetros

En MIKE SHE los niveles de drenaje [m] y la constante de tiempo [seg^{-1}] se pueden especificar o como valores uniformes o como propiedades espaciales. Su valor físico dependerá de las condiciones físicas de la zona de estudio. Para el presente estudio se ha asumido un valor máximo de 2 m. Mientras que un intervalo típico para la constante de tiempo es [1×10^{-6} , 1×10^{-7}] seg^{-1} (DHI, 2007a). Para el coeficiente de intercambio lecho-acuífero se tiene un intervalo típico de [1×10^{-10} , 1×10^{-5}] seg^{-1} (Vázquez y col., 1999; DHI, 2007a). Con esta información, se seleccionaron los intervalos indicados en la Tabla 3.5.

Tabla 3.4: Intervalos factibles considerados para la calibración.

Parámetro	Límite Inferior	Límite Superior
Nivel de drenaje (m)	-2,00	-0,10
Constante de tiempo (s^{-1})	5,00E-08	2,40E-07
Coef. de intercambio lecho-acuífero (s^{-1})	1,00E-10	1,00E-05

Los intervalos factibles para los parámetros hidrogeológicos del coeficiente de almacenamiento (Ss), rendimiento específico (Sy) y conductividades hidráulicas (horizontal y vertical) fueron determinados en función de los valores sugeridos en la literatura de acuerdo al tipo de materiales de las formaciones geológicas. Las tablas B.2, B.3 y B.4 del Apéndice B contienen información detallada sobre estos parámetros, investigada de fuentes como Morris y Johnson (1967), Anderson y Woessner (1992), Smith y Wheatcraft (1993) entre otros. Estos valores se utilizaron en la modelización como referencias para la calibración de los parámetros hidrogeológicos de los modelos.

Para los modelos en base al código agregado NAM, se empleó el algoritmo de optimización de parámetros (DHI, 2007c) que busca el conjunto óptimo de parámetros en los rangos de variación de los distintos parámetros del modelo. En la Tabla 3.6 se puede encontrar los intervalos (rangos) recomendados por DHI para la calibración de los parámetros.

3.5.5. Calibración de los modelos distribuidos

La calibración de los modelos físicos distribuidos no es una tarea sencilla, debido al gran número de parámetros del modelo que intervienen. En principio estos modelos no deberían calibrarse ya que tienen la facultad de simular los procesos físicos y por ende de retroalimentarse de parámetros físicos, en principio medibles. Sin embargo, varios aspectos de discrepancias de escalas, temporales, de utilización de los modelos y de mensurabilidad del entorno físico, hacen que la calibración de este tipo de modelos sea necesaria (Vázquez, 2003) para compensar los errores inmersos en los datos de simulación, las condiciones de contorno poco conocidas, los efectos de heterogeneidad espacial, el asumir que las ecuaciones diferenciales que rigen el modelo son aplicables a la escala de utilización del mismo (Vázquez y col., 1999; Vázquez, 2003), etc.

Se debe tener en cuenta las siguientes observaciones al momento de la calibrar este tipo de modelos (Binley y col., 1991):

- (i) Un conjunto de parámetros calibrados representa por lo general una combinación posible que, en conjunción con la estructura particular del modelo, y el esquema de solución utilizado, produce unos resultados similares a los datos observados.

- (ii) No se debe esperar que este conjunto de valores de los parámetros de resultados satisfactorios cuando se utilice una estructura de modelo diferente, a pesar de que, el modelo utilice las mismas ecuaciones descriptivas y los parámetros del modelo puedan tener los mismos nombres.

Tabla 3.5: Intervalo de valores límite de los parámetros de los modelos agregados.

Descripción	Acrónimo	Unidad de medida	Límites del rango de variación	
			Bajo	Alto
Contenido máximo de agua en el depósito superficial	U_{max}	[mm]	10	20
Contenido máximo de agua en el depósito de zona de raíces	L_{max}	[mm]	50	300
Coeficiente de escorrentía sobre el suelo	C_{QOF}	[--]	0	1
Constante de tiempo para el flujo subsuperficial	C_{KIF}	[hr]	500	1000
Constantes de tiempo para el tránsito de la escorrentía sobre el suelo (ambas constantes adoptan simultáneamente el mismo valor)	C_{K1}, C_{K2}	[hr]	3	48
Umbral en la zona de raíces para la escorrentía sobre el suelo	T_{OF}	[--]	0	0,99
Umbral en la zona de raíces para el flujo subsuperficial	T_{IF}	[--]	0	1
Umbral en la zona de raíces para la recarga subterránea	T_G	[--]	0	0,99
Constante de tiempo para el tránsito de flujo subterráneo	C_{KBF}	[hr]	500	5000

3.5.5.1. Calibración del nivel de drenaje, tiempo de retención y coeficiente de intercambio lecho-acuífero

La calibración de los modelos se realizó mediante el método por tanteos. Para lograr la calibración se simuló el modelo variando los valores de los parámetros seleccionados dentro de los intervalos factibles y se compararon los resultados con los valores observados de las estaciones del Gete para la cuenca del Gete y Kanne para la del Jeker.

El primer paso en el proceso de calibración fue hallar para cada parámetro un subintervalo de valores admisibles, más pequeño (con un rango más pequeño), en donde se encuentren los valores óptimos, para esto se simulaban los modelos variando constantemente cada parámetro a calibrar desde el límite inferior al superior. Una vez encontrado este intervalo, se repite el proceso con variaciones más pequeñas hasta llegar a encontrar un rango en el que la variación sea tan pequeña que no afecte a los resultados.

Luego de haber encontrado los valores óptimos para cada parámetro se siguió un proceso de tanteos hasta encontrar la combinación más adecuada de cada valor óptimo con variación en los rangos de los otros parámetros a calibrar.

3.5.5.2. Calibración de la conductividad hidráulica horizontal y vertical

La conductividad horizontal y vertical tienen efecto en el caudal en función del contacto que tiene cada capa con el acuífero, de esta manera tienen mayor influencia mientras mayor sea su área de contacto, su espesor y el nivel con respecto al fondo, mayor será su influencia. Se identificó a las capas Landenian y Kwartair como las más influyentes en la cuenca del Gete. Mientras que en la cuenca del Jeker la capa más influyente es la Krijt, tanto en su zona fracturada como en la compactada. Se debe considerar que se debe hacer variaciones muy altas (de 10 o hasta 100 veces el valor anterior) en los valores de las conductividades para que se obtenga cambios apreciables en los valores de las descargas. Basándonos en

los valores obtenidos de bibliografía y en los datos de la geología del suelo, se dividió cada una de las capas en varias secciones con conductividades horizontales y verticales similares.

3.5.5.3. Calibración del módulo subterráneo (cuenca del Gete)

La calibración del módulo subterráneo se realizó en base a los niveles piezométricos, mediante el método de los tanteos, comparando gráficamente las series de tiempo de los valores observados y simulados, tratando de obtener valores y tendencias similares para cada piezómetro. Los piezómetros seleccionados para el proceso de calibración se muestran en la Tabla 3.4 y en la Fig. 3.9i.

Para el proceso de calibración se tomó en cuenta la distribución de los piezómetros de dos maneras: (i) en función de la capa en la que se encuentra la camisa del piezómetro y (ii) en función de la ubicación geográfica del piezómetro dentro de la cuenca. Fue necesario crear zonas de transición para evitar efectos de cambios bruscos de los valores de conductividad horizontal, es decir evitar caídas bruscas de nivel al ir de una zona de conductividad baja a una de conductividad alta y efectos de subida brusca de nivel al ir de zonas de conductividad alta a bajas.

Una vez definidas áreas adecuadas de conductividad para cada capa, se modificaron por tanteos los valores de conductividad horizontal, vertical y los valores del coeficiente de almacenamiento específico hasta encontrar los valores óptimos. En función de este proceso se puede deducir que:

- (i) a mayor valor de coeficiente de almacenamiento específico los picos se atenúan;
- (ii) a mayor valor de conductividad hidráulica horizontal, el nivel del piezómetro baja; y
- (iii) a mayor valor de conductividad hidráulica vertical, existe mayor curvatura en la gráfica de los niveles piezométricos.

Estos tres factores son ven además afectados por la altura en la que se encuentra la camisa de cada piezómetro, observándose así que el efecto de estos factores fue menor en los piezómetros cuyas camisas estaban más hacia la superficie terrestre.

3.5.5.4. Calibración del módulo subterráneo (cuenca del Jeker)

A diferencia de la cuenca del Gete, en la del Jeker los valores del coeficiente de almacenamiento específico así como la conductividad hidráulica vertical tuvieron un efecto mínimo sobre los valores de los niveles piezométricos. La mayoría de los piezómetros se encuentran en la capa Cretaceous Chalk, en su parte fracturada y compactada, además estas dos capas son las más influyentes debido a la presencia de túneles subterráneos (formados por dilución de depósitos calcáreos existentes en la zona) que permiten que el agua tenga un movimiento similar al que tiene dentro de un canal. Por estas razones para el proceso de calibración se consideraron principalmente los valores de conductividad hidráulica de estas dos capas.

La conductividad horizontal de la capa Fractured Cretaceous Chalk tiene un efecto mínimo sobre los niveles piezométricos, requiriéndose variaciones muy altas para que se noten sus efectos sobre los niveles predichos. En contraste, la conductividad hidráulica horizontal de la capa Compacted Cretaceous Chalk tuvo gran influencia, por lo que se dividió la misma en distintas áreas de conductividad en función del relieve del nivel inferior de la capa, favoreciéndose una relación inversa entre estas áreas y el relieve (a mayor nivel inferior,

menor conductividad). En la zona con presencia de galerías (canales) la conductividad es sumamente alta en relación al resto de la capas.

En función de lo expuesto, el proceso de calibración se llevó a cabo buscando los límites adecuados para cada área y sus respectivos valores de conductividad horizontal, creando una transición adecuada que evite cambios bruscos en los valores de las propiedades hidrogeológicas de las capas que conforman el módulo hidrogeológico del modelo de la cuenca del Jeker.

3.5.6. Calibración de los modelos agregados

En el modelo NAM los parámetros y las variables representan los valores promedio para toda la cuenca. Aunque en algunos casos una serie de valores de los parámetros probablemente puede estimarse, no es posible, en general, determinar los valores de los parámetros del modelo NAM sobre la base de las características físicas y climáticas de la cuenca, puesto que la mayoría de los parámetros son de naturaleza empírica y conceptual (Quichimbo y col., 2013). Por lo tanto, para establecer los parámetros óptimos, el modelo debe ser calibrado de forma manual o automática con respecto a observaciones. En la presente investigación se siguió un proceso de calibración semi-automático en dos etapas, primero se realizó una auto-calibración del modelo para acelerar el proceso de calibración y restringir los parámetros más importantes a un cierto rango de valores aceptables. En la segunda etapa se realizó una calibración por tanteos hasta obtener resultados satisfactorios.

El proceso de auto-calibración se llevó a cabo con la intención de: (i) reducir al mínimo el error del balance total de agua; y (ii) reducir al mínimo la raíz media cuadrada del error total (RMSE) tanto para la forma del hidrograma, como para los eventos pico y los eventos valle.

Para la calibración manual del modelo se utilizó un protocolo similar al utilizado en Quichimbo y col. (2013) en donde paso a paso se consideran las diferentes descripciones del proceso de precipitación – escorrentía para calibrar los parámetros que más los afectan. El primer paso en la calibración por tanteos es ajustar el balance total del agua, ajustando el balance entre la evapotranspiración y la diferencia entre la precipitación neta y la escorrentía. La evapotranspiración podría incrementarse cuando incrementamos el contenido de agua máximo del reservorio superficial (U_{max}) y el reservorio de la zona de raíces (L_{max}) y viceversa. Usualmente este se ajusta implícitamente pero el mismo resultado podría ser llevado a cabo explícitamente controlando el balance de agua de salida. Esto se puede generar después de cada corrida del modelo de forma tal que se evalúe el progreso del balance. El segundo paso es ajustar la forma del hidrograma de los eventos de escorrentía picos. El ajuste del volumen pico se controla por medio del coeficiente de escorrentía superficial (CQOF) y la constante de tiempo de tránsito de escorrentía ($CK_{1,2}$) respectivamente. El tercer paso es ajustar el flujo base, esto se puede lograr modificando la constante de tiempo del flujo base (CKBF).

3.5.7. Validación de los modelos

El proceso de validación busca comprobar que los ajustes de parámetros realizados durante la fase de calibración fueron los adecuados. Para esto se sigue el mismo proceso que en la calibración. En los modelos distribuidos se valida los modelos en función de los datos de flujo y en función de los niveles piezométricos observados mientras en los modelos agregados, en función de los datos de flujo solamente.

En la validación de los modelos físico distribuidos en función de los datos de flujo se agregan dos estaciones de caudal en cada cuenca que no fueron consideradas para el proceso de calibración (ensayo “multi-site”, Refsgaard, 1997; Vázquez y col., 2002). Las estaciones son: Kleine Gete y Grote Gete para la cuenca del Gete; Mal y Lauw para la cuenca del Jeker. De igual manera en el proceso de validación en función de los niveles piezométricos se toma en cuenta piezómetros que no fueron considerados en el proceso de calibración. Información sobre estos piezómetros se puede encontrar en la Tabla 3.4 y la Tabla 3.5 así como en la Fig. 3.9.

3.5.8. Análisis de sensibilidad

Una vez concluidos los procesos de calibración y validación, se llevó a cabo un análisis de sensibilidad de los parámetros calibrados (coeficiente de intercambio lecho-acuífero, nivel de drenaje, tiempo de retención, conductividad hidráulica, etc.) para determinar la influencia de los mismos sobre las predicciones de cada modelo, ayudándonos a entender mejor la incertidumbre asociada a la presente modelización. El análisis de sensibilidad de la conductividad hidráulica se llevó a cabo considerando datos de las capas más influyentes de cada cuenca; estas son Landeniaan (Gete) y Compacted Cretaceous Chalk (Jeker).

Para el análisis de sensibilidad en los modelos NAM se comparó los diagramas de dispersión del comportamiento del modelo en función de los parámetros, que se obtienen como resultado del proceso de calibración automática.

Por su parte, en vista de la complejidad de los modelos desarrollados con el código MIKE SHE, se efectuó un análisis simplificado (Vázquez, 1997), el mismo que consiste en obtener un coeficiente de sensibilidad para cada parámetro, en donde dicho coeficiente es la tasa de cambio de la confiabilidad de simulación con respecto a la tasa de cambio en el parámetro estudiado (Ec. 3.8). En el presente caso se obtiene una gráfica que expresa el cambio de confiabilidad de simulación con respecto a ciertos cambios específicos en el valor del parámetro estudiado, siendo el coeficiente de sensibilidad la pendiente de la línea de tendencia que forman.

El cambio en el parámetro es el porcentaje de variación entre el nuevo valor del parámetro observado con respecto al valor obtenido durante el proceso de calibración (Ec. 3.9). El cambio de confiabilidad de simulación es la relación entre el cambio de simulación con respecto al cambio de parámetro (Ec. 3.10) en donde el cambio de simulación es el porcentaje de variación en el estadístico EF_2 (utilizado para la calibración del modelo), del nuevo valor del parámetro con respecto al valor EF_2 obtenido en el proceso de calibración (Ec. 3.11).

$$\delta s = \frac{\delta c}{\delta \theta} \cong \frac{\Delta(c)}{\Delta(\theta)} \quad (3.8)$$

$$\Delta(\theta) = \frac{(\theta_i - \theta_c)}{\theta_c} \quad (3.9)$$

$$\Delta(c) = \frac{\Delta(\text{Sim})}{\Delta(\theta)} \quad (3.10)$$

$$\Delta(\text{Sim}) = \frac{(EF_{2i} - EF_{2c})}{EF_{2c}} \quad (3.11)$$

, donde δs es el coeficiente de sensibilidad, δc es la tasa de cambio de la confiabilidad, $\delta \theta$ es la tasa de cambio en el parámetro, $\Delta(c)$ es el cambio de confiabilidad y $\Delta(\theta)$ es el cambio en el parámetro, θ_i es el nuevo valor del parámetro analizado, θ_c es el valor del parámetro

analizado obtenido en el proceso de calibración. $\Delta(\text{Sim})$ es el cambio en los valores e predicción en relación a los valores calibrados, EF_{2i} es el valor del estadístico EF_2 obtenido para el nuevo valor del parámetro analizado, y EF_{2C} es el valor del estadístico EF_2 para el valor del parámetro obtenido en el proceso de calibración.

Debido a que el modelo simula caudales y niveles piezométricos, se ha asignado un peso distinto (Vázquez, 1997) a sus respectivos índices estadísticos para el cálculo de $\Delta(\text{Sim})$, considerando que los valores estadísticos son mejores en caudales y que los niveles piezométricos se calibraron particularmente en base al análisis de gráficos de calibración. Se asignó a los primeros un mayor peso, siendo éste de 70% del EF_2 de la estación principal de caudal; el 30% restante se toma de varios piezómetros (Ec. 3.12). Considerando a la vez que la calidad de estos es muy variada se los ha dividido en tres categorías y se ha seleccionado aleatoriamente a dos de cada una, dándoles un peso del 60% a los piezómetros bien simulados, 30% a los medianamente simulados y 10% a los que tienen asociadas malas predicciones (Ec. 3.13).

$$0,70EF_{2Q} + 0,30EF_{2P} = EF_{2T} \quad (3.12)$$

$$0,60EF_{2PG} + 0,30EF_{2PM} + 0,10EF_{2PB} = EF_{2P} \quad (3.13)$$

Una vez obtenido el cambio de confiabilidad para cada cambio de parámetro, se obtiene el coeficiente de sensibilidad como la pendiente de las líneas de tendencia de $\Delta(c)$.

Capítulo 4: Resultados

4.1. Calibración de los modelos distribuidos

4.1.1. Calibración del nivel de drenaje, tiempo de retención y coeficiente de intercambio lecho-acuífero

La evolución del proceso de calibración se puede observar en la Fig. 4.1. Cada parámetro tiene un efecto diferente, tanto en el valor del estadístico EF_2 como en los hidrogramas de caudal, favoreciendo a la dinámica del proceso de calibración.

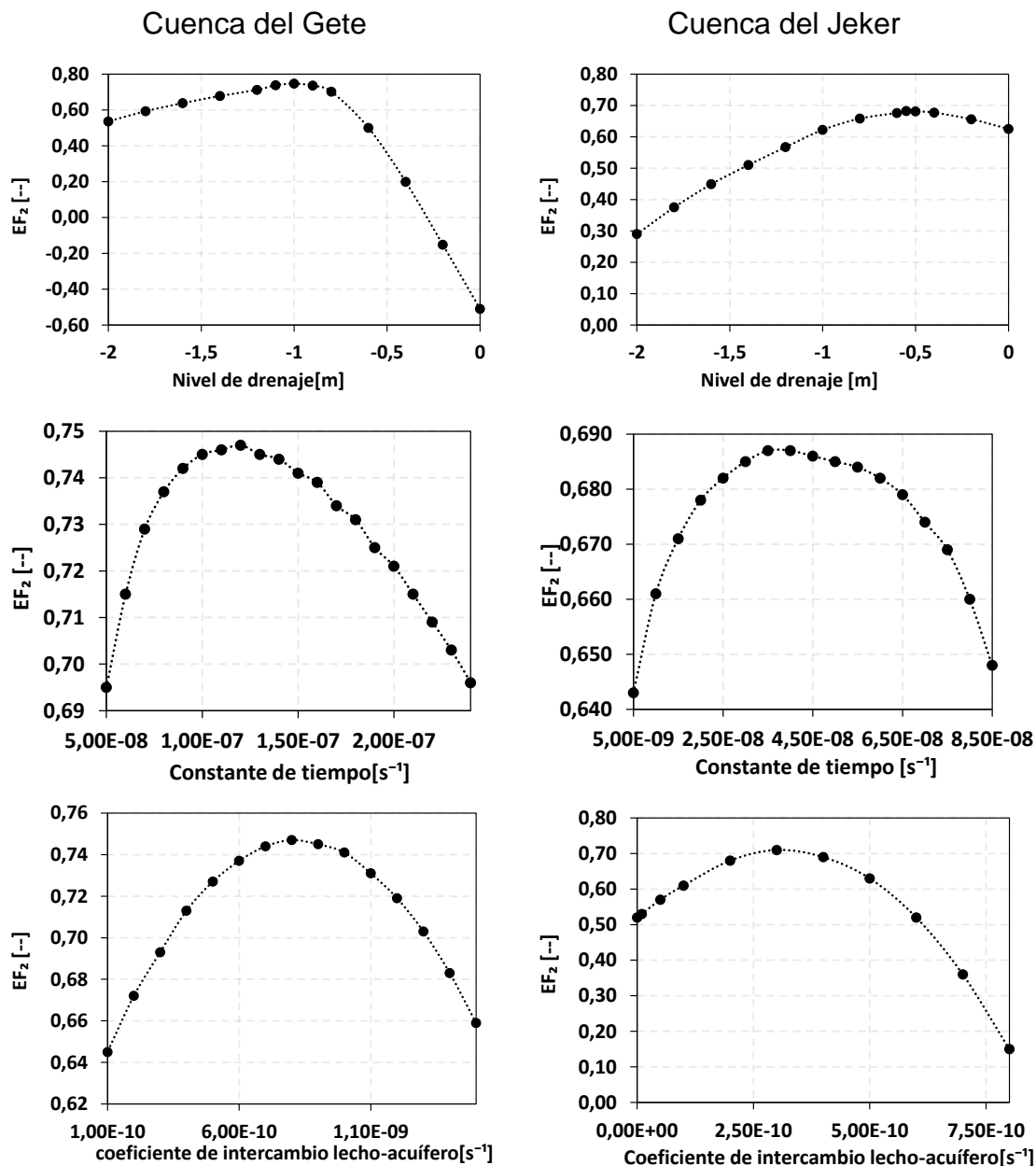
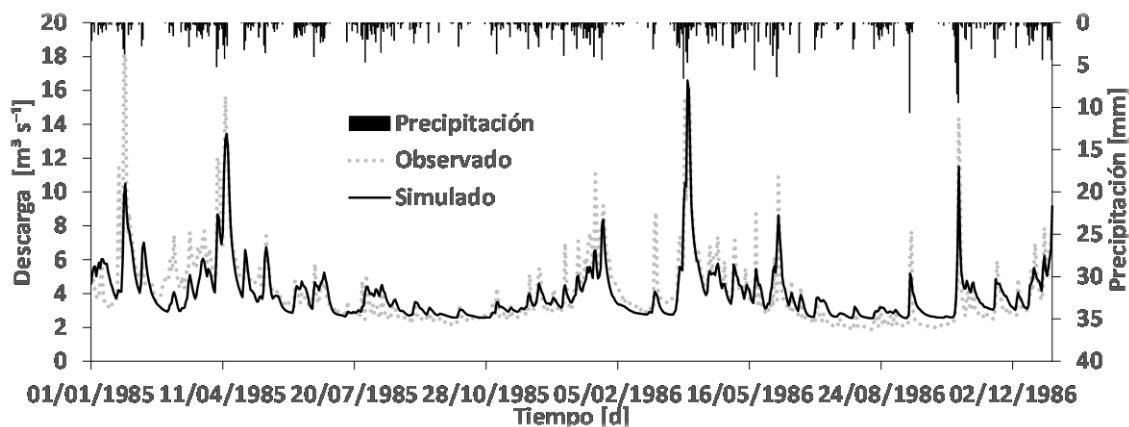


Figura 4.1: Evolución de la eficiencia de modelización (EF_2), para las cuencas del Gete y del Jeker, en función de (i) nivel de drenaje; (ii) constante de tiempo; (iii) coeficiente de intercambio lecho-acuífero.

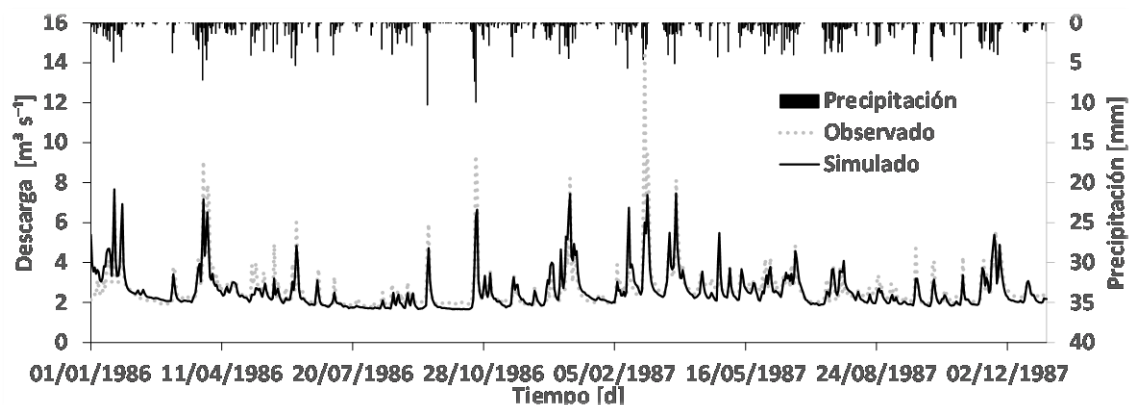
El aumento en el nivel de drenaje tiene un efecto directo sobre el flujo base, atenuando los picos y generando más oscilación en las épocas de valores bajos. Mientras el aumento en la constante de tiempo genera un cambio en la distribución del flujo, observable en la disminución de los picos más grandes y el crecimiento de los picos más pequeños.

Finalmente el efecto del aumento del coeficiente de intercambio lecho-acuífero genera un aumento en el nivel en general del caudal.

Como se puede observar en la Fig. 4.2i luego del proceso de calibración existe una muy buena aproximación entre el hidrograma de caudal observado y el simulado, a la salida de la cuenca del Gete, a la vez que, en principio, se aprecia una tendencia adecuada acorde a la precipitación. Esto se ve reflejado en el valor final del estadístico EF_2 (0,748). En la Fig. 4.3i se observa que existe una subestimación de tendencia muy alta en valores picos, caracterizado por $CD = 1,710$ y un valor alto de MAE (0,775); sin embargo, estos valores siguen siendo aceptables para la escala del modelo (Tabla 4.1).



(i)



(ii)

Figura 4.2: Hidrograma calibrado de caudal (i) en la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) en la estación Kanne (cuenca del Jeker).

De igual manera, para la modelización de la cuenca del Jeker se obtiene una simulación aceptable del hidrograma de caudales (Fig. 4.2ii), caracterizado por un alto valor del estadístico EF_2 (0,709). Al tener picos menos pronunciados que la cuenca del Gete, en la cuenca del Jeker se observa una menor desviación de la tendencia en el diagrama de dispersión (Fig. 4.3ii), lo que se enfatiza por los mejores valores de los índices MAE (0,311) y CD (1,284) como se puede observar en la Tabla 4.1, aunque es muy claro tanto en el hidrograma como en el respectivo diagrama de dispersión que el pico principal observado en el período no pudo ser simulado de manera aceptable.

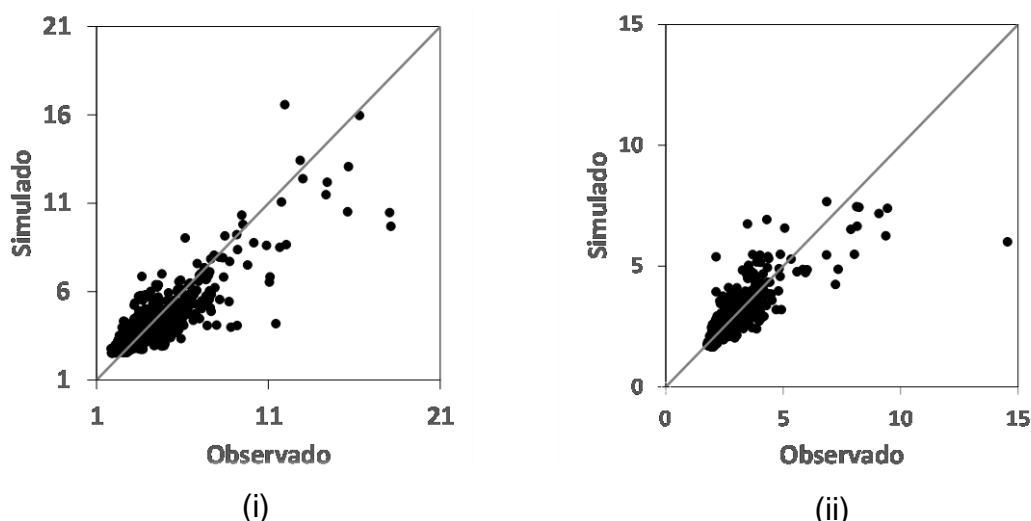


Figura 4.3: Diagrama de dispersión de las predicciones calibradas para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).

Tabla 4.1: Resumen de los valores de los estadísticos aplicados a los modelos del Gete y del Jeker.

	EF_2	CD	MAE	RMSE
Gete	0,748	1,71	0,775	1,091
Jeker	0,709	1,28	0,311	0,538

4.1.2. Calibración del módulo subterráneo (cuenca del Gete)

En esta sección se muestran los resultados de los piezómetros más representativos de la cuenca. Los resultados completos se muestran en Apéndice C. En la Fig. 4.4 se puede observar de manera general que los niveles piezométricos simulados y observados no discrepan en más de un metro en el caso más desfavorable de cada piezómetro, pero no se logra obtener una tendencia similar a la real, aunque en algunos casos esto no es fácil de concluir debido a las escasas observaciones disponibles. Las discrepancias con respecto a los niveles y tendencias se reflejan en grupos, dependiendo de la ubicación de cada uno de los piezómetros.

El piezómetro 37-W no presenta un error mayor a cincuenta centímetros, se evidencia un claro seguimiento de tendencia con la presencia de un pico subestimado en el primer trimestre del segundo año. Para los piezómetros 41-W y 42-W se puede observar un buen seguimiento de tendencia, con un error menor a cuarenta centímetros con descensos de nivel en las series simuladas similares a las series observadas, no apreciables del todo por la falta de datos observados. De la misma forma en 46-W y 48-W se tiene un buen seguimiento de tendencia pero con un error mayor, de hasta un metro; con presencia de una curvatura en ambos casos observados, más pronunciada en el segundo.

4.1.3. Calibración del módulo subterráneo (cuenca del Jeker)

Las predicciones piezométricas obtenidas luego de la calibración del modelo de la cuenca del Jeker se muestran en la Fig. 4.5, conjuntamente con los respectivos valores observados, para los piezómetros más representativos de la cuenca. Las predicciones para el resto de los piezómetros se muestran en la Fig. C.2 del Apéndice C.

Se observa que si bien las tendencias son parecidas a las de las observaciones, éstas están sobrestimadas, desfasadas, o con una oscilación diferente. En el piezómetro F29 se puede apreciar un claro desfase, una sobreestimación con respecto a los datos observados lo que provoca errores de hasta dos metros. WALL66 presenta una tendencia similar a los datos

observados, pero con un desfase de aproximadamente un mes entre niveles simulados y observados, este error es más evidente en los primeros meses del primer año de simulación.

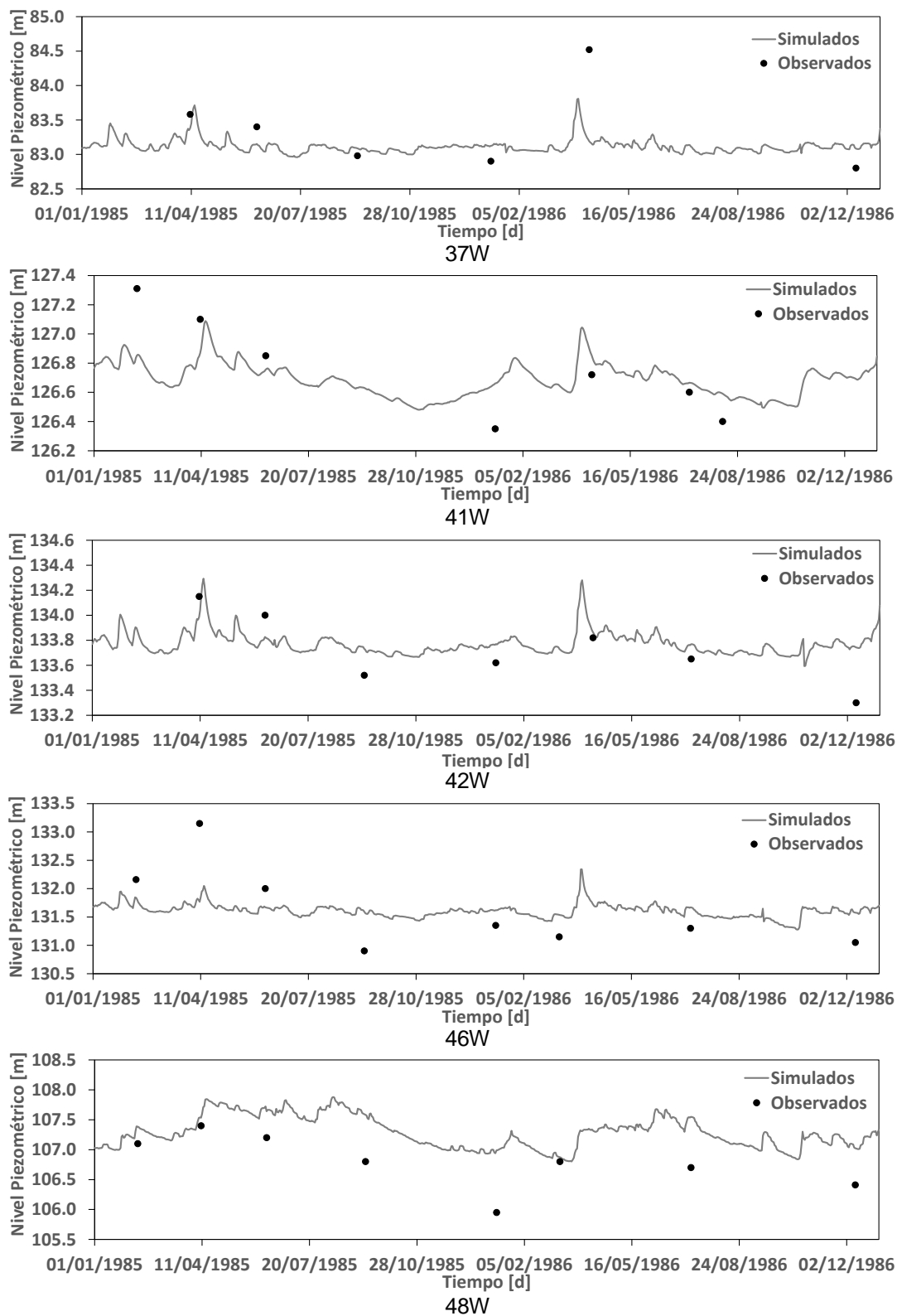


Figura 4.4: Niveles observados y simulados en el período de calibración, para la cuenca del Gete.

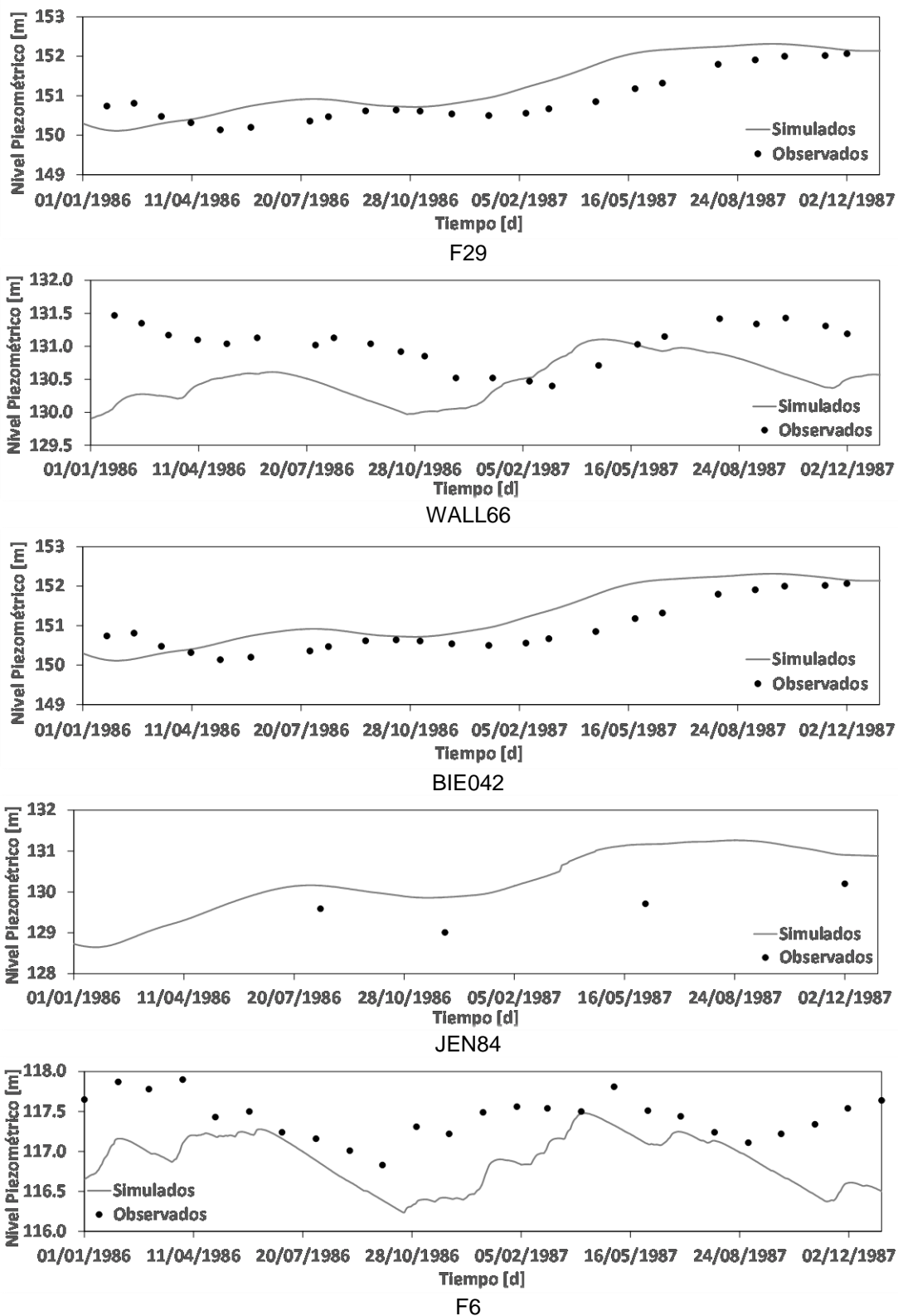


Figura 4.5: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de calibración, para la cuenca del Jeker.

BIE042 y JEN84 siguen muy bien la tendencia de los valores observados, con un leve desfase que genera un error máximo de cincuenta centímetros de sobrestimación en los primeros meses del segundo año de simulación (y un error máximo de aproximadamente

1,5 m en el período estudiado). Se puede apreciar mejor la congruencia de las simulaciones en BIE042 donde se tienen más observaciones disponibles.

Por último F6 presenta una tendencia similar a la observada, presentándose un error máximo de aproximadamente 1 metro en el período ilustrado.

4.2. Calibración de los modelos agregados

En la Fig. 4.6 y en la Fig. 4.7 se muestran los gráficos de dispersión del comportamiento de los parámetros durante el proceso de calibración para las cuencas del Gete y del Jeker. El conjunto de parámetros óptimos se indica en los diagramas mediante un cuadrado en color. Los resultados de la calibración automática se listan en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2: Parámetros óptimos luego del proceso de calibración automática para las cuencas del Gete y del Jeker.

Descripción	Acrónimo	Unidad de medida	Gete	Jeker
Contenido máximo de agua en el depósito superficial	U_{max}	[mm]	10,00	9,00
Contenido máximo de agua en el depósito de zona de raíces	L_{max}	[mm]	300,00	166,00
Coeficiente de escorrentía sobre el suelo	C_{QOF}	[--]	1,20E-01	6,64E-02
Constante de tiempo para el flujo subsuperficial	C_{KIF}	[hr]	577,00	5500,00
Constantes de tiempo para el tránsito de la escorrentía sobre el suelo (ambas constantes adoptan simultáneamente el mismo valor)	C_{K1}, C_{K2}	[hr]	37,00	13,00
Umbral en la zona de raíces para la escorrentía sobre el suelo	T_{OF}	[--]	4,11E-02	1,20E-01
Umbral en la zona de raíces para el flujo subsuperficial	T_{IF}	[--]	7,90E-01	3,41E-04
Umbral en la zona de raíces para la recarga subterránea	T_G	[--]	3,90E-01	1,14E-01
Constante de tiempo para el tránsito de flujo subterráneo	C_{KBF}	[hr]	6000,00	8340,00

Al comparar el coeficiente de eficiencia (EF_2) de los modelos se obtuvieron mejores resultados utilizando el conjunto de parámetros calibrados de manera automática y afinados manualmente para la cuenca del Gete mientras que en la cuenca del Jeker se obtuvieron resultados ligeramente mejores utilizando los parámetros de la calibración automática. En la Tabla 4.3 se muestra un resumen con los valores de EF_2 de los modelos durante el proceso de calibración automático y automático-manual, para ambas cuencas.

Tabla 4.3: Resultados de la eficiencia del modelo para los procesos de calibración automático y automático-manual, para las cuencas del Gete y del Jeker.

Gete		Jeker	
Automático	Automático-Manual	Automático	Automático-Manual
0,699	0,708	0,711	0,706

En la Fig. 4.8 se muestran los diagramas de dispersión obtenidos durante el proceso de calibración (i) automático y (ii) automático-manual para la estación Gete de la cuenca del Gete, en donde, según el estadístico EF_2 (Tabla 4.3), se obtiene una ligera mejora al utilizar los parámetros calibrados mediante el proceso automático-manual.

Así mismo, la Fig. 4.9 muestra los diagramas de dispersión obtenidos durante el proceso de calibración (i) automático y (ii) automático-manual para la estación Kanne de la cuenca

del Jeker. Se observa resultados muy similares usando los parámetros obtenidos de manera automática y los parámetros que son el resultado de la calibración automático-manual (Tabla 4.3).

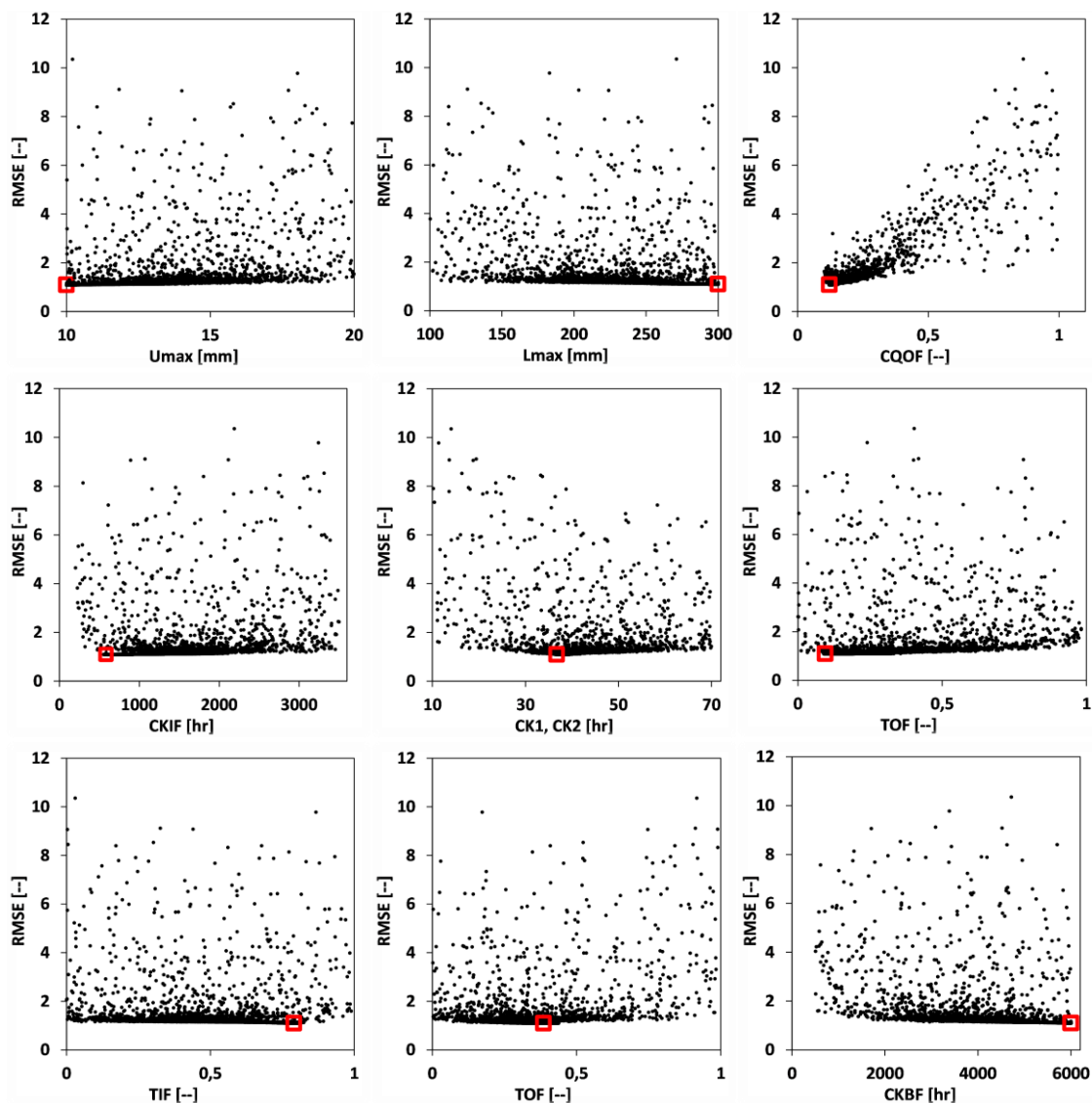


Figura 4.6: Gráficos de dispersión del estadístico RMSE en función de los parámetros de NAM considerados durante el proceso de calibración automática (cuenca del Gete).

4.3. Validación de los modelos distribuidos

En los hidrogramas de caudal observado y simulado (Fig. 4.10) se puede apreciar que los resultados son iguales o inclusive mejores a los obtenidos en el proceso de calibración tanto para la cuenca del Gete como la del Jeker, observándose pequeñas subestimaciones de picos principalmente en las épocas de poca lluvia, como en el último trimestre del primer año y algunas sobreestimaciones en el flujo base.

Esto se evidencia en la Fig. 4.11 donde además se puede observar que los valores subestimados forman una tendencia paralela a la original. A pesar de ello, de manera general, se observa una similitud aceptable de los hidrograma simulados con respecto a los observados. Todo esto se confirma mediante una revisión de los valores estadísticos mostrados en la Tabla 4.4. Se observa un aumento considerable en el valor del índice EF_2 y además una disminución del valor del índice CD.

Se incluye además, a las estaciones Kleine Gete y Grote Gete para el proceso de validación espacial de la cuenca del Gete (Refsgaard, 1997; Vázquez, 1997; Vázquez y col., 2002; Vázquez, 2003). Los resultados en estas estaciones (Fig. 4.12) son apreciablemente inferiores a los resultados de la estación Gete. El hidrograma de caudal de la estación Kleine Gete muestra una evidente subestimación en los picos y en algunos tramos del flujo base y en otras zonas una sobrestimación de flujo base, viéndose una tendencia casi lineal en este.

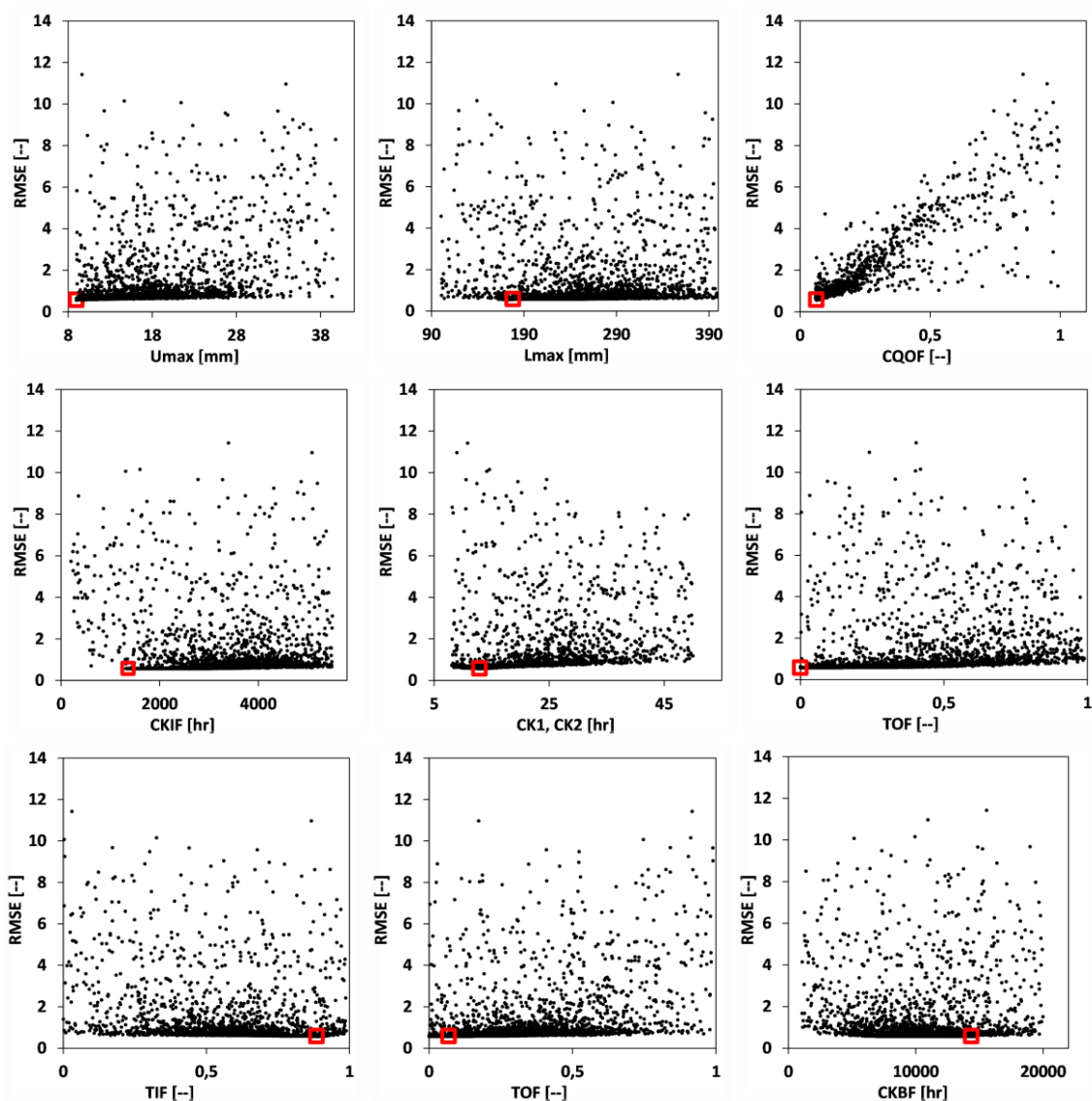


Figura 4.7: Gráficos de dispersión del estadístico RMSE en función de los parámetros de NAM considerados durante el proceso de calibración automática (cuenca del Jeker).

Mientras el hidrograma de la estación Grote Gete indica una sobrestimación de flujo base, y subestimaciones leves en picos. Esto evidencia que el modelo tiene una distribución de flujo homogénea, pronosticando caudales similares en las diferentes estaciones de aforo, lo cual no coincide con lo observado: un mayor aporte de flujo del ramal que alimenta a la estación Kleine Gete. Esto se confirma con la disminución de los valores de los estadísticos EF_2 y CD en ambas estaciones de aforo, siendo más notorio en la estación Grote Gete.

Para la validación espacial de la cuenca del Jeker se tomó en cuenta dos estaciones adicionales, Lauw y Mal. En la primera (Fig. 4.13i), se evidencia una total subestimación de

los picos, y un flujo base sobrestimado sin mayor fluctuación. Las predicciones para la estación Mal (Fig. 4.13ii) presentan problemas similares, con un flujo base sin mayor fluctuación, subestimado en ciertos tramos como en los últimos meses del segundo año y sobrestimado la mayoría del tiempo, como se puede ver con claridad en el tercer año. De igual manera, los picos también están subestimados.

Todo esto se enfatiza mediante los valores adoptados por los estadísticos de la Tabla 4.4: la estación Lauw tiene el valor de EF_2 más bajo y un valor muy elevado de CD. Mientras la estación Mal tiene un valor de EF_2 relativamente aceptable.

Tabla 4.4: Resultados de la eficiencia de modelización (EF_2) luego de los procesos de calibración y validación de las cuencas del Gete y del Jeker.

Proceso	Estación	EF_2	CD	MAE
Calibración	Gete	0,75	1,71	0,78
	Kanne	0,71	1,28	0,31
Validación	Gete	0,80	1,06	0,73
	Kleine	0,60	0,80	0,32
	Grote	0,53	0,70	0,37
	Kanne	0,76	0,96	0,34
	Lauw	0,48	1,72	0,28
	Mal	0,60	2,31	0,41

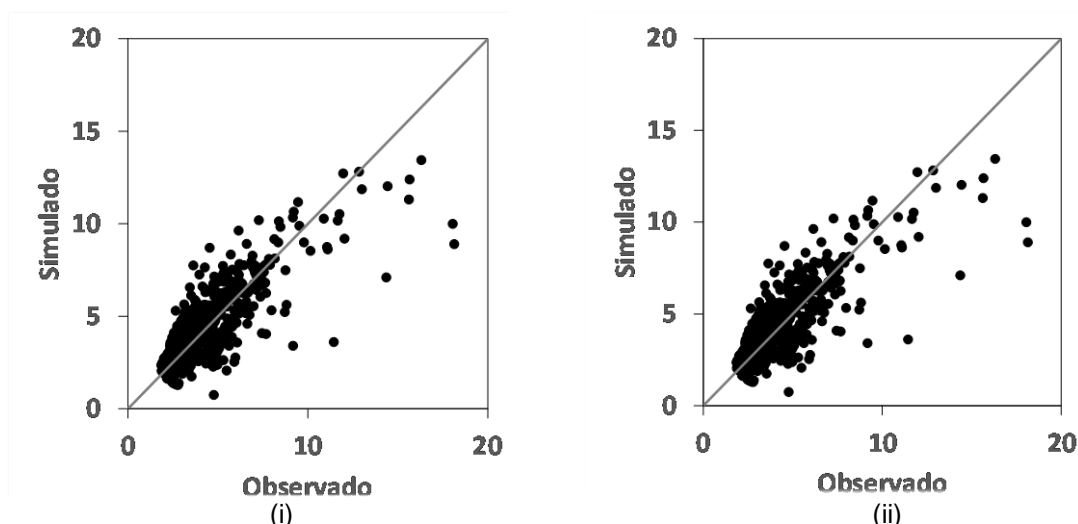


Figura 4.8: Gráficos de dispersión obtenidos durante el proceso de calibración (i) automático y (ii) automático-manual, para la estación del Gete (cuenca del Gete).

Por otro lado, las predicciones de los niveles piezométricos en el período de validación se muestran en la Fig. 4.14 para la cuenca del Gete. Se aprecia que los niveles siguen una tendencia similar a la que se pudo observar en el periodo de calibración, con un margen de error ligeramente más amplio, pero con un comportamiento similar, es decir, teniendo una variación de nivel y tendencia en grupos en función de su ubicación geográfica. Los resultados de todos los piezómetros del modelo se los puede encontrar en la Fig. C.3 del Apéndice C.

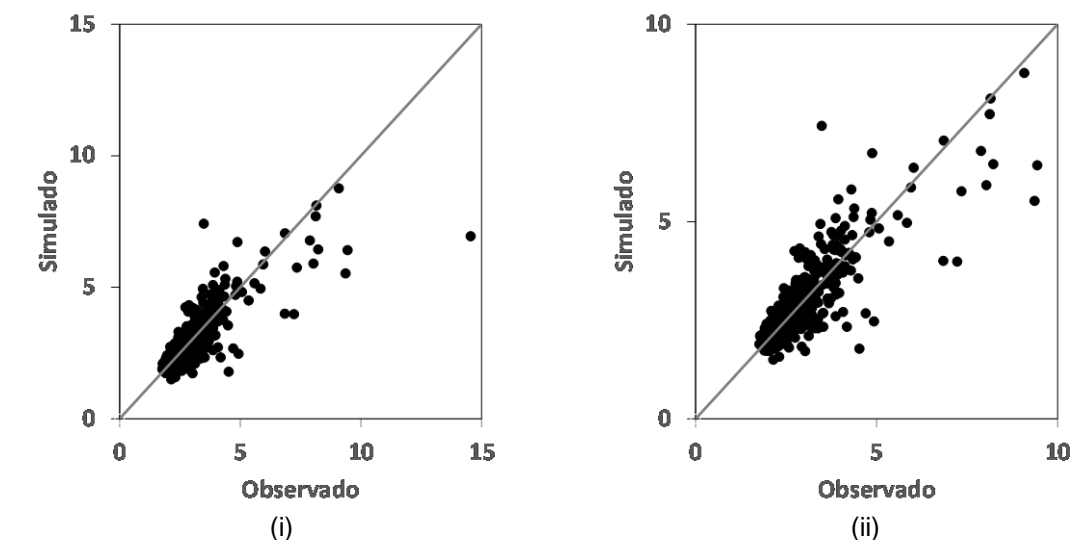


Figura 4.9: Gráficos de dispersión obtenidos durante el proceso de calibración (i) automático y (ii) automático-manual, para la estación Kanne (cuenca del Jeker).

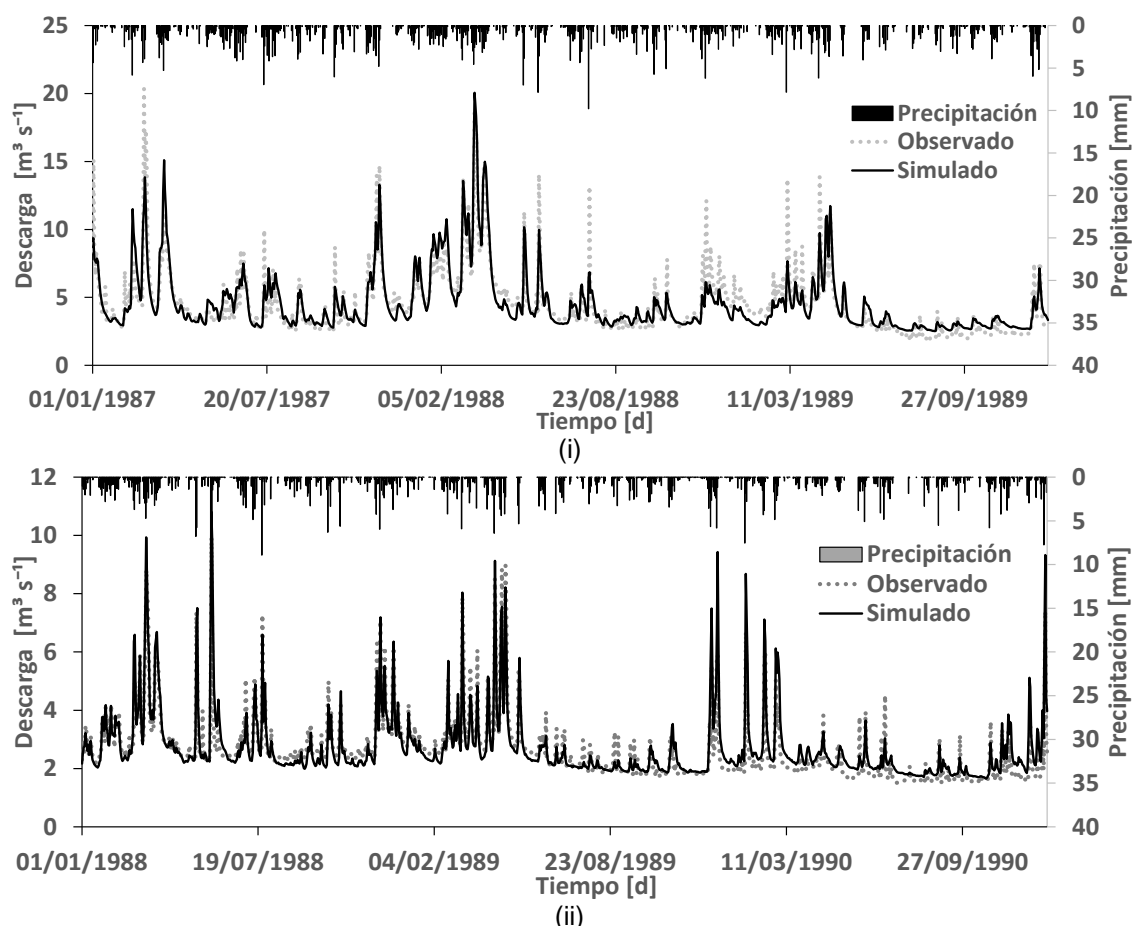


Figura 4.10: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).

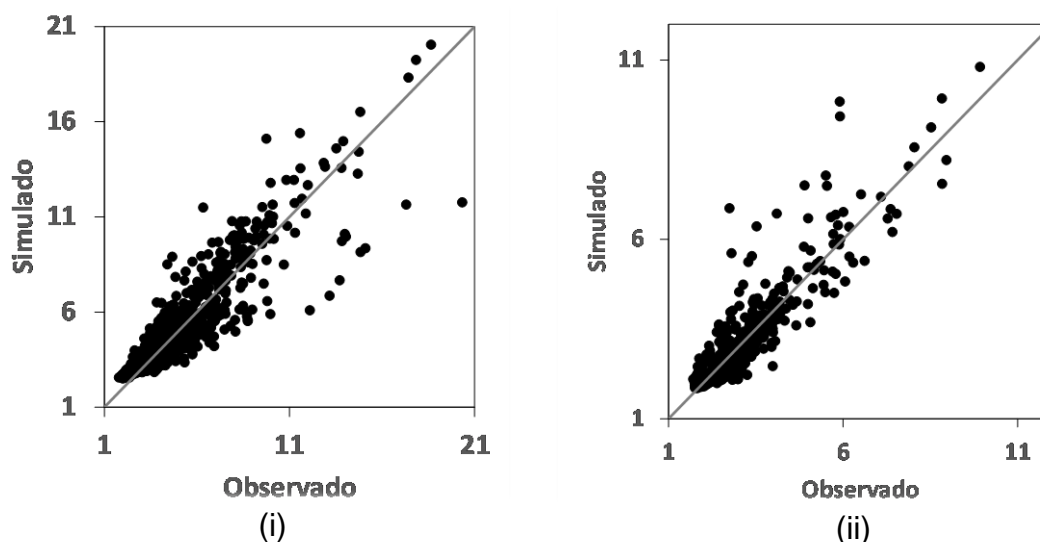


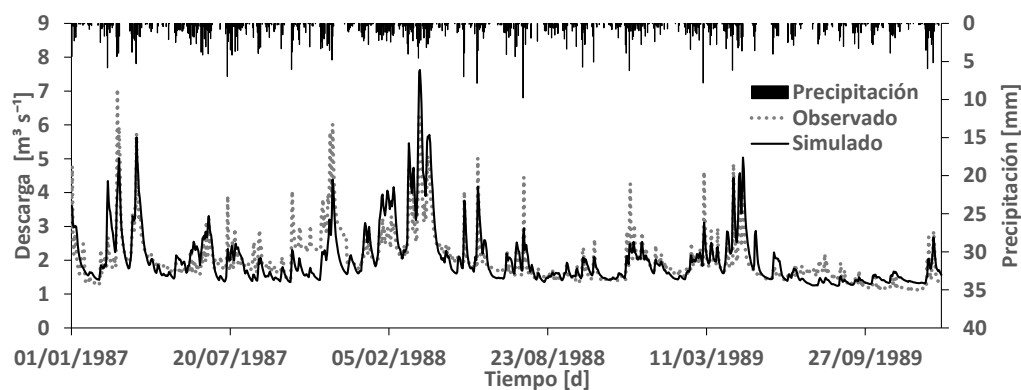
Figura 4.11: Gráficos de dispersión para el período validación de (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).

El piezómetro 37W sigue una tendencia muy parecida a la de los valores observados, con picos coincidentes. El nivel simulado no sigue la oscilación presentada en los meses intermedios del segundo año de simulación y el error no sobrepasa los sesenta centímetros.

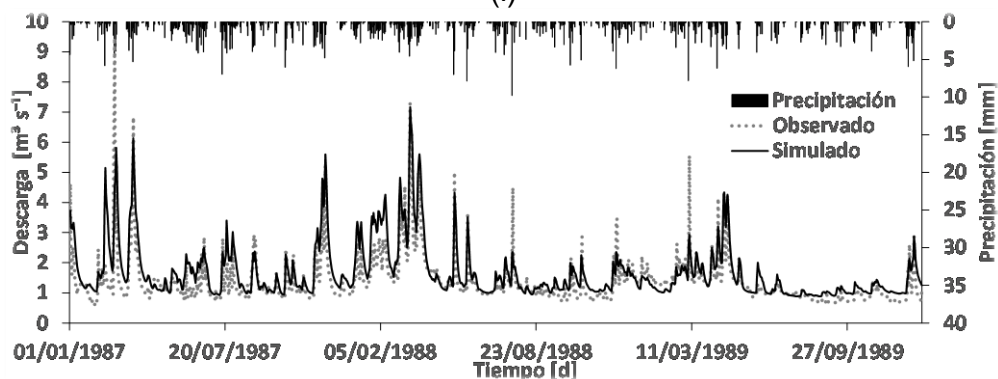
Los piezómetros 41W y 42W presentan un error menor a cuarenta y veinte centímetros respectivamente, tienen un seguimiento aceptable de nivel, ligeramente subestimado pero con una buena estimación de picos. De igual manera 46W tiene un buen seguimiento de nivel, con una subestimación de cincuenta centímetros. Detecta los picos, pero no logra simularlos en su totalidad, generando un error de dos metros. 48W sigue una tendencia similar algo sobrestimada, no detecta un descenso de nivel en el primer año, pero sí un ascenso en el segundo año.

La Fig. 4.15 muestra los niveles piezométricos observados y simulados en los piezómetros representativos no incluidos en el proceso de calibración. Estos piezómetros se utilizan para la validación espacial del flujo subterráneo de la cuenca y se ubican cerca de los diferentes grupos de piezómetros utilizados en la calibración. Los resultados de todos los piezómetros del modelo incluidos en el proceso de validación espacial se los puede encontrar en la Fig. C.4 del Apéndice C.

El piezómetro 17F tiene una muy buena tendencia con los niveles observados del último año, que presentan valores prácticamente constantes (tendencia “plana”). En los dos primeros años los niveles simulados para el piezómetro 17F tienen una tendencia prácticamente plana, pero sobrestimada en relación a las observaciones, siendo esta sobrestimación mayor en el segundo año. 43W tiene una buena aproximación con respecto a los niveles observados, pero con una tendencia con picos similar al piezómetro de calibración 41W que se encuentra cerca.

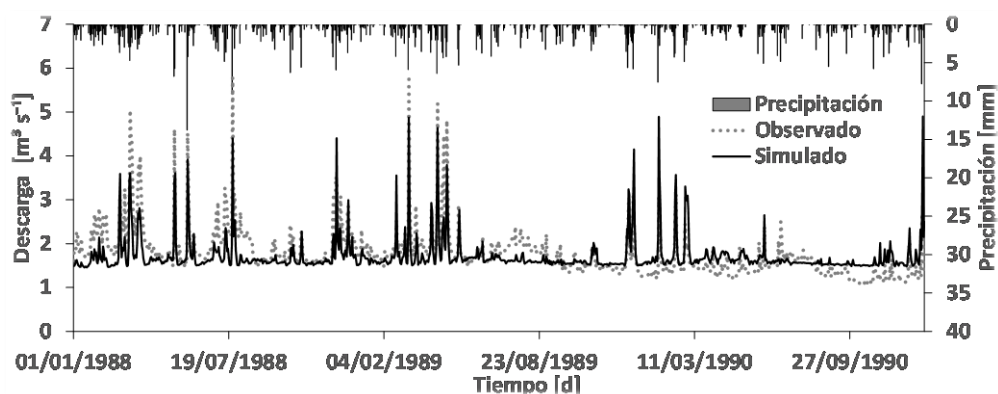


(i)

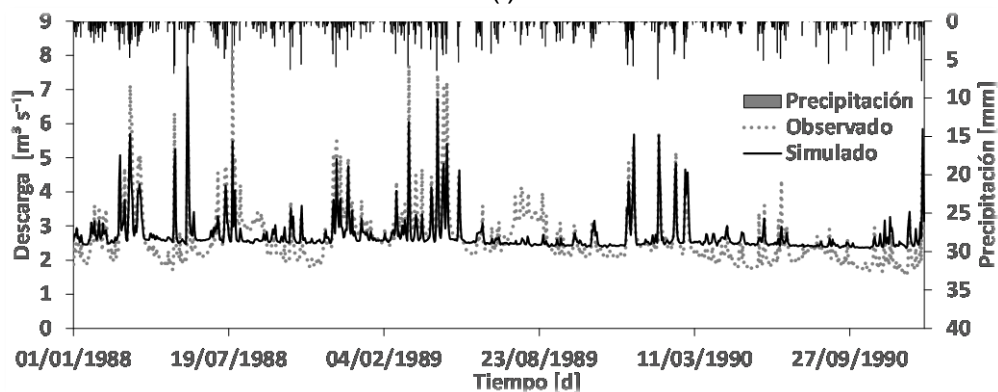


(ii)

Figura 4.12: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Kleine (cuenca del Gete); y (ii) la estación Grote Gete (cuenca del Jeker).



(i)



(ii)

Figura 4.13: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Lauw (cuenca del Jeker); y (ii) la estación Mal (cuenca del Jeker).

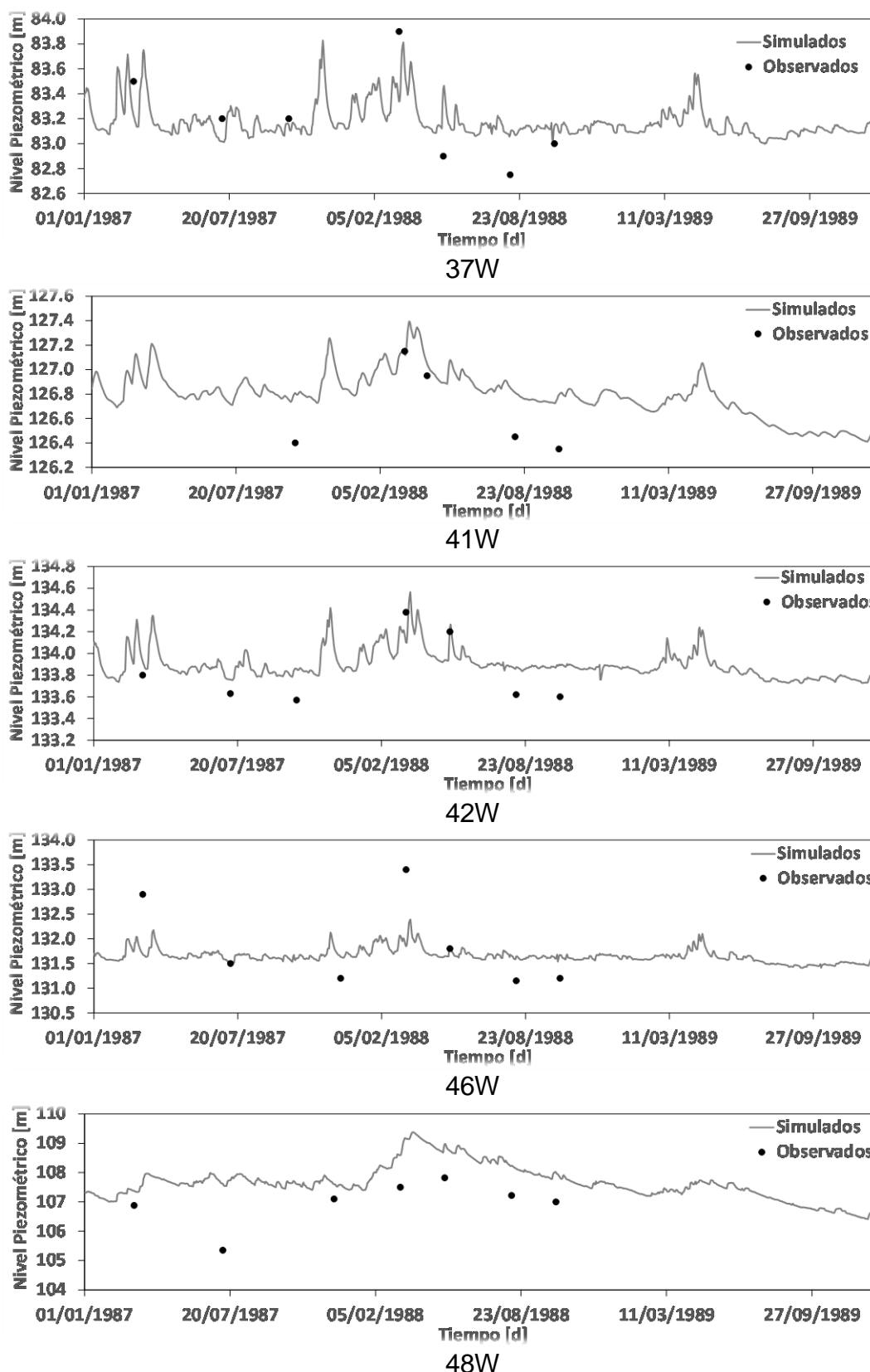


Figura 4.14: Niveles piezométricos observados y simulados para el periodo de validación (cuenca del Gete).

La Fig. 4.16 muestra los niveles piezométricos simulados en la cuenca del Jeker en el periodo de validación. Estos resultados son muy parecidos a los vistos en el periodo de calibración, presentándose prácticamente los mismos errores: sobrestimación, desfase y

oscilaciones (frecuencia) más cortas con respecto los niveles observados. Similarmente, éstos se presentan en este documento según su ubicación geográfica. Los resultados de los demás piezómetros se muestran en la Fig. C.5 del Apéndice C.

Al igual que para la cuenca del Gete, en la Fig. 4.17 se puede ver los niveles de los piezómetros de control utilizados para la validación espacial en la cuenca del Jeker. Estos se encuentran próximos a varios de los piezómetros utilizados en el periodo de calibración. Los resultados de todos los piezómetros del modelo incluidos en el proceso de validación espacial se los puede encontrar en la Fig. C.6 del Apéndice C.

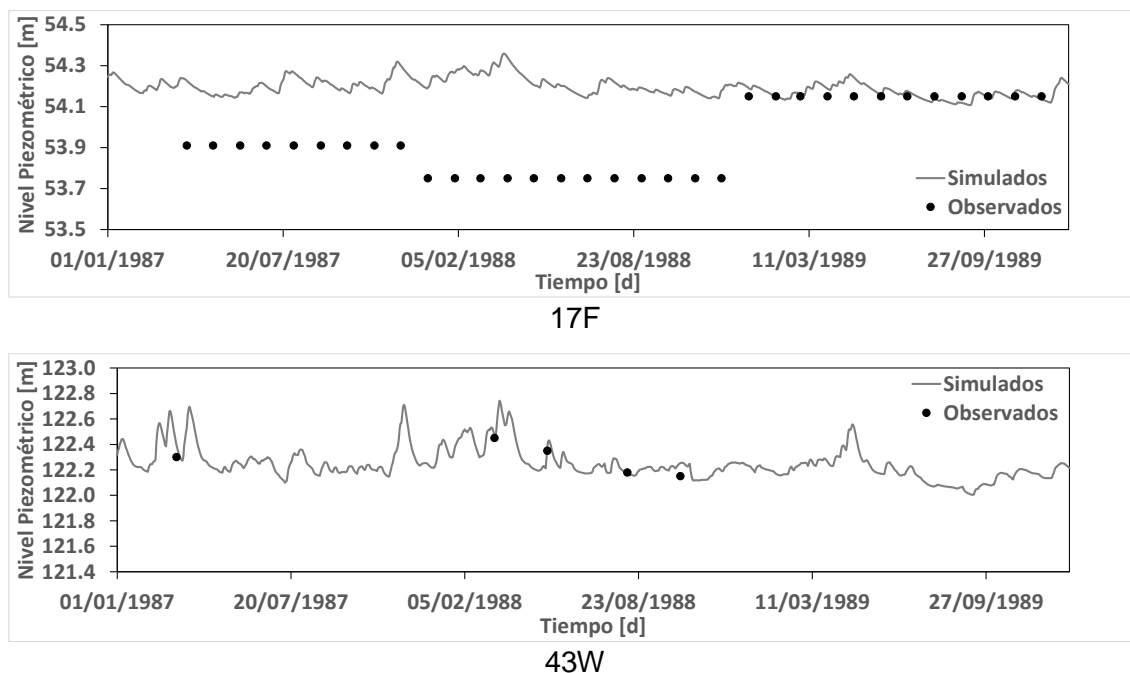


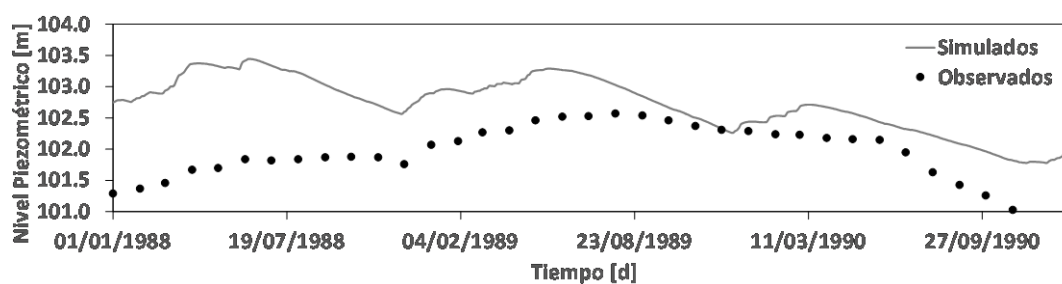
Figura 4.15: Niveles piezométricos observados y simulados utilizados durante la validación espacial del flujo subterráneo (cuenca del Gete).

4.4. Validación de los modelos agregados

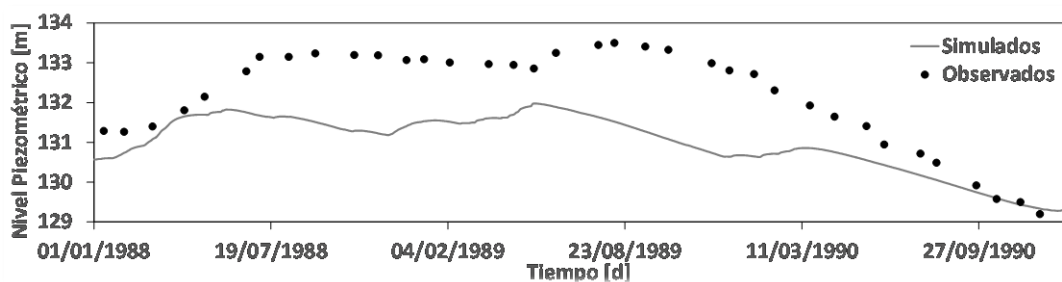
En los hidrogramas de caudal observado y simulado (Fig. 4.18) se puede apreciar que los resultados son mucho mejores a los obtenidos en el proceso de calibración para ambas cuencas, lo que además se confirma con los hidrogramas acumulados (Fig. 4.19) siendo equivalentes prácticamente en su totalidad. En el hidrograma de la estación Gete (Fig. 4.18i) se encuentran subestimaciones en valores de picos, así como sobreestimaciones en el flujo base durante el primer año del periodo de validación. En el hidrograma de la estación Kanne (Fig. 4.18ii) se ve una clara correspondencia en la mayoría de los picos, observándose pocos picos subestimados principalmente en las épocas de poca lluvia, como el último trimestre del primer año.

Existe además un buen seguimiento del flujo base, con una pequeña sobrestimación observada desde el comienzo del segundo año, que se hace más notoria a medida que avanza la simulación.

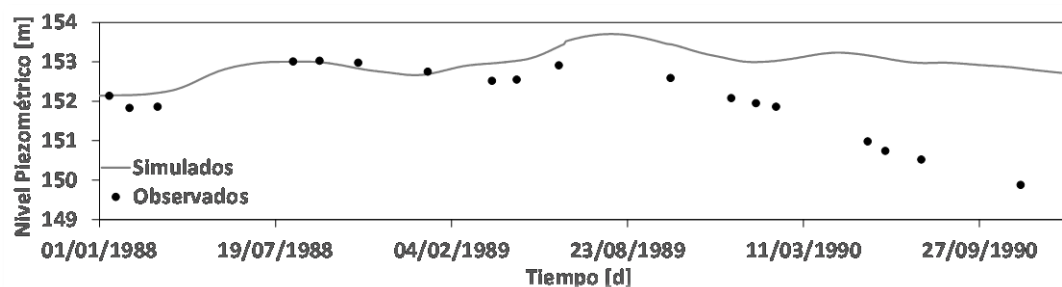
Todo esto se confirma revisando el valor del estadístico EF_2 (Tabla 4.5), en donde se puede observar un considerable aumento con respecto a lo obtenido en el proceso de calibración.



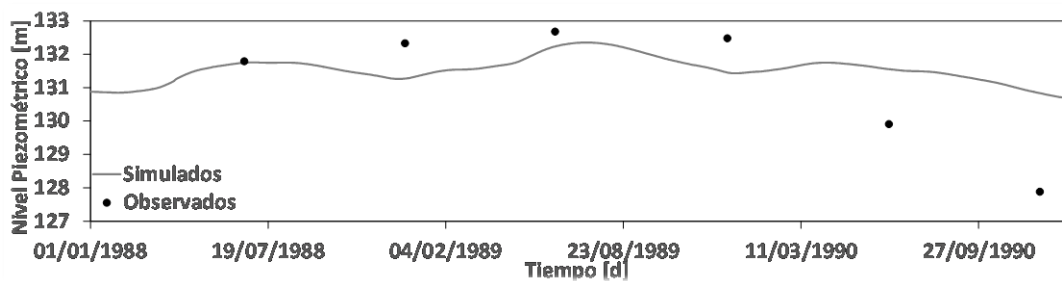
F29



WALL66



BIE042



JEN84

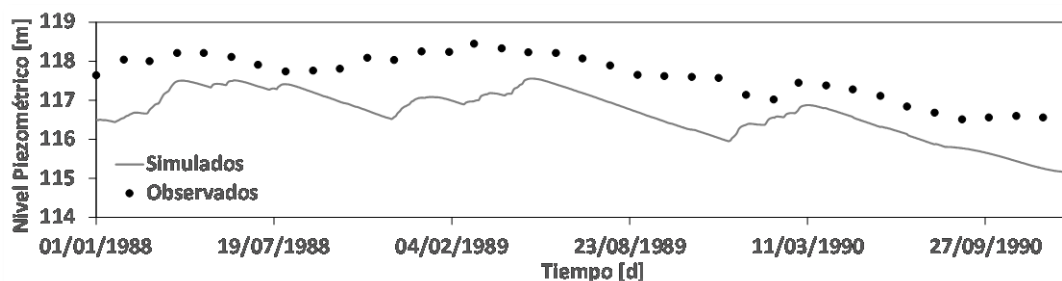


Figura 4.16: Niveles piezométricos observados y simulados durante el período de validación (cuena del Jeker).

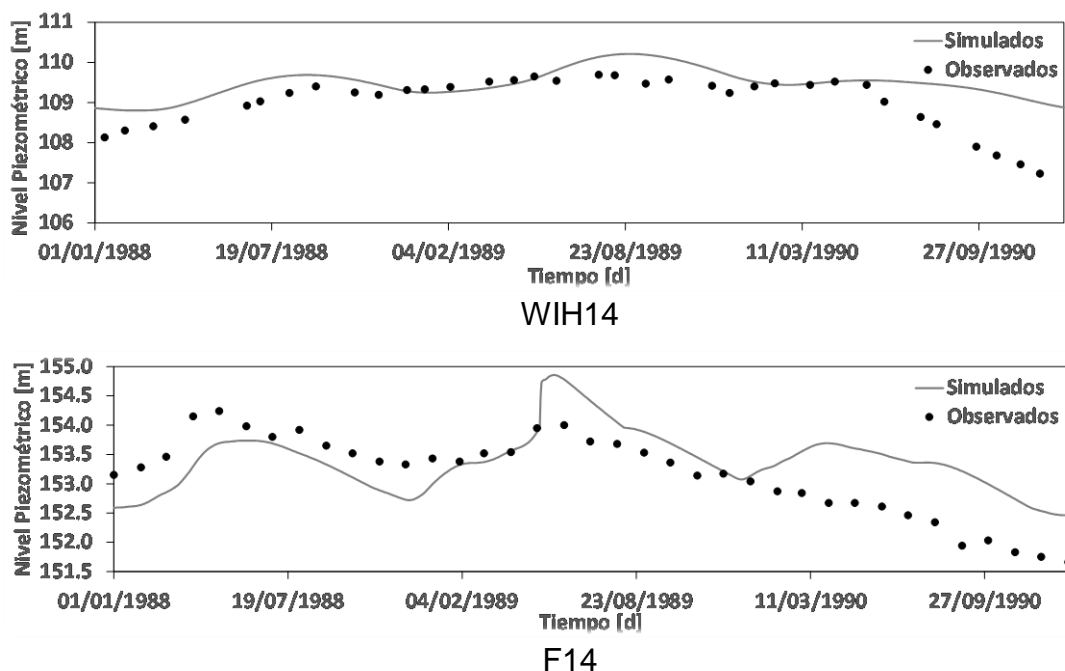


Figura 4.17: Niveles piezométricos observados y simulados considerados durante la validación espacial del flujo subterráneo (cuenca del Jeker).

Tabla 4.5: Resultados de la eficiencia de modelización luego del proceso de validación de las cuencas del Gete y del Jeker.

Gete		Jeker	
Calibración	Validación	Calibración	Validación
0,708	0,820	0,711	0,84

4.5. Análisis de sensibilidad

Los resultados del proceso llevado a cabo para la obtención del coeficiente de sensibilidad asociado al coeficiente de intercambio lecho-acuífero se muestran en la Tabla 4.6 y Tabla 4.8 para la cuenca del Gete, mientras la Tabla 4.7 y Tabla 4.8 muestran los resultados del proceso realizado para la cuenca del Jeker. Los resultados correspondientes al coeficiente de sensibilidad para el nivel de drenaje, tiempo de retención y conductividad hidráulica horizontal (de las capas más influyentes) del Gete y del Jeker se encuentran en el Apéndice D.

Para el análisis se seleccionaron los siguientes piezómetros: (i) con buenas predicciones en la cuenca del Gete, 42W y 33W con un EF_2 de 0,443 y 0,501, respectivamente; (ii) con predicciones medias, 46W y 40W con un EF_2 de 0,172 y 0,233, respectivamente; y (iii) con predicciones malas, 37W y 3F con un EF_2 de 0,021 y -0,030, respectivamente. En la cuenca del Jeker fueron: (i) con buenas predicciones, F14 y WALL66 con EF_2 de 0,413 y 0,403, respectivamente; (ii) los de predicciones medias, JEN84 y F12 con EF_2 de 0,271 y 0,193 y (iii) los de predicciones malas BIE042 y DON32 con EF_2 de 0,022 y 0,042 respectivamente.

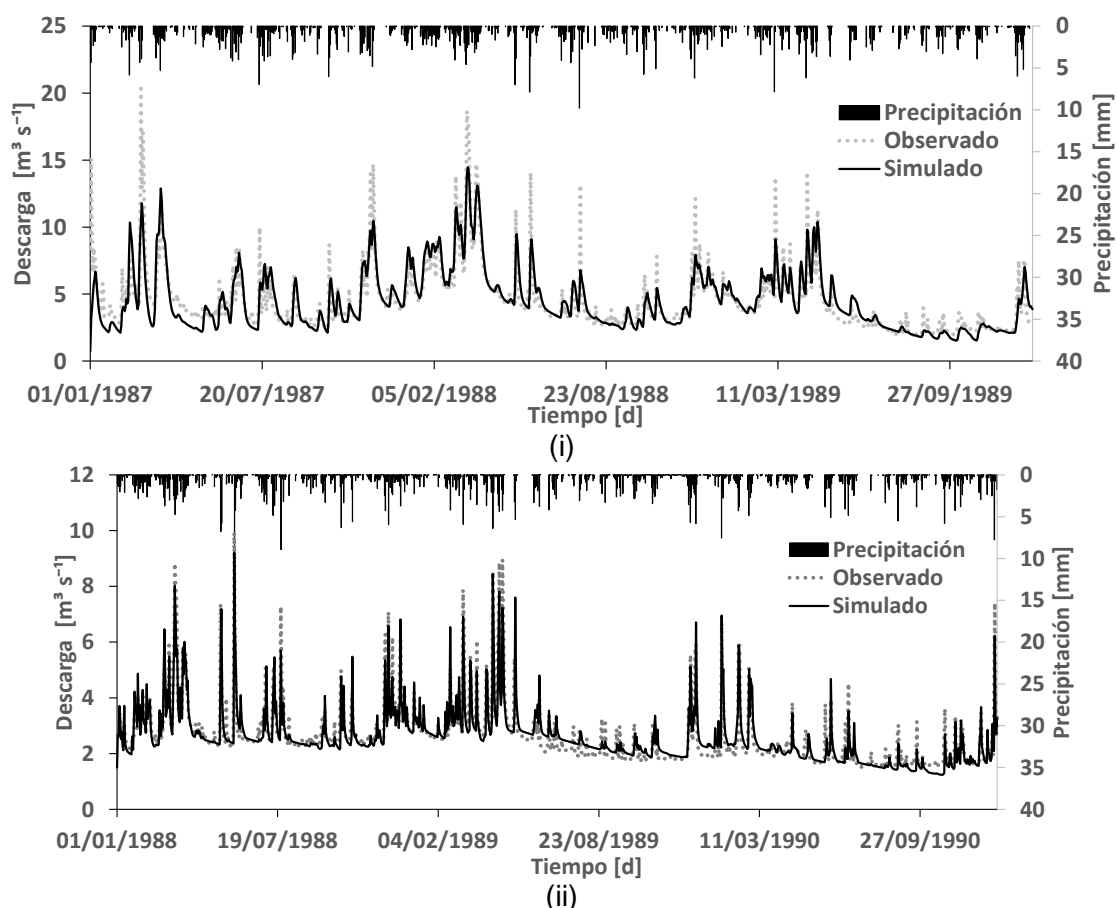


Figura 4.18: Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).

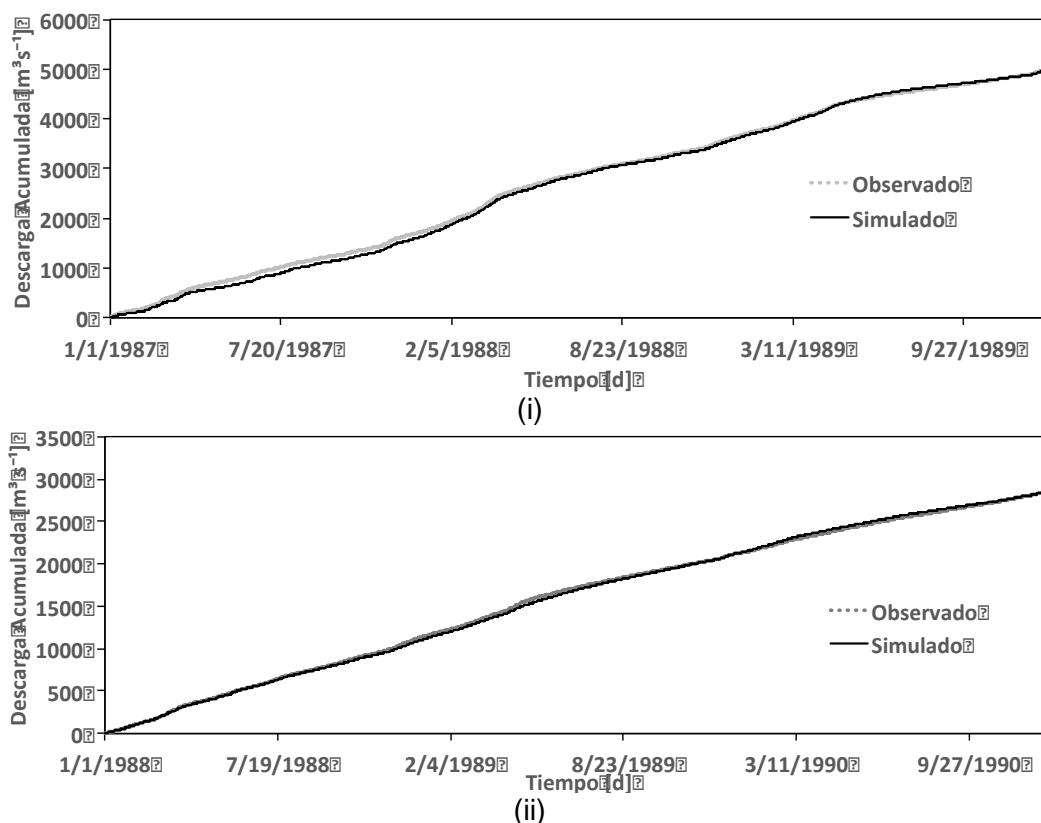


Figura 4.19: Hidrograma acumulado de observaciones y predicciones en el período de validación para (i) la estación Gete (cuenca del Gete); y (ii) la estación Kanne (cuenca del Jeker).

Tabla 4.6: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor del coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Gete).

i	θ	$EF2_{G1}$	$EF2_{G2}$	$EF2_{M1}$	$EF2_{M2}$	$EF2_{B1}$	$EF2_{B2}$	$EF2_p$
0	8.00E-10	0.44	0.50	0.17	0.23	0.02	-0.03	0.34
1	7.20E-10	0.49	0.50	0.17	0.26	0.02	-0.03	0.36
2	6.40E-10	0.51	0.50	0.17	0.28	0.02	-0.07	0.37
3	5.60E-10	0.53	0.50	0.17	0.30	0.02	-0.09	0.37
4	4.00E-10	0.57	0.49	0.17	0.32	0.03	-0.16	0.38
5	2.00E-10	0.54	0.49	0.17	0.32	0.03	-0.26	0.37
6	8.00E-11	0.52	0.49	0.16	0.29	0.03	-0.32	0.36
7	8.80E-10	0.41	0.50	0.18	0.19	0.02	-0.02	0.33
8	1.00E-09	0.35	0.51	0.17	0.12	0.02	0.00	0.30
9	1.20E-09	0.19	0.50	0.18	-0.02	0.01	0.00	0.23
10	1.60E-09	-0.20	0.50	0.17	-0.46	0.01	-0.05	0.05
11	4.00E-09	-0.36	0.52	0.19	-26.01	-0.02	-7.59	-4.21

Leyenda: $EF2$ =Coeficiente de eficiencia, $G1$ =Primer piezómetro con buenas predicciones (42W). $G2$ =Segundo piezómetro con buenas predicciones (33W), $M1$ =Primer piezómetro con predicciones medias (46W), $M2$ =Segundo piezómetro con predicciones medias (40W), $B1$ =Primer piezómetro con predicciones malas (37W), $B2$ =Segundo piezómetro con predicciones malas (3F), $EF2_p$ =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla 4.7: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor del coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Jeker).

i	θ	$EF2_{G1}$	$EF2_{G2}$	$EF2_{M1}$	$EF2_{M2}$	$EF2_{B1}$	$EF2_{B2}$	$EF2_p$
0	3.00E-10	0.41	0.40	0.27	0.19	0.02	0.04	0.33
1	2.70E-10	0.42	0.46	0.29	0.20	0.02	0.01	0.34
2	2.40E-10	0.42	0.46	0.31	0.22	0.01	0.01	0.35
3	2.10E-10	0.43	0.47	0.32	0.23	0.01	0.01	0.35
4	1.50E-10	0.43	0.47	0.36	0.25	0.01	0.01	0.37
5	7.50E-11	0.42	0.46	0.40	0.27	0.00	0.00	0.37
6	3.00E-11	0.41	0.45	0.41	0.28	0.00	0.00	0.37
7	3.30E-10	0.40	0.44	0.25	0.17	0.03	0.02	0.32
8	3.75E-10	0.39	0.43	0.21	0.14	0.02	0.02	0.30
9	4.50E-10	0.34	0.37	0.14	0.09	0.03	0.02	0.24
10	6.00E-10	0.21	0.23	0.00	0.00	0.04	0.02	0.13
11	1.50E-09	-1.15	-1.27	-1.16	-0.75	0.08	0.05	-1.03
12	3.00E-09	-3.87	-4.26	-2.35	-1.50	0.14	0.09	-3.01

Leyenda: $EF2$ =Coeficiente de eficiencia, $G1$ =Primer piezómetro con buenas predicciones (F14). $G2$ =Segundo piezómetro con buenas predicciones (WALL66), $M1$ =Primer piezómetro con predicciones medias (Jen84), $M2$ =Segundo piezómetro con predicciones medias (F12), $B1$ =Primer piezómetro con predicciones malas (BIE042), $B2$ =Segundo piezómetro con predicciones malas (DON32), $EF2_p$ =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla 4.8: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Gete).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF2 _Q	EF2 _P	EF2 _T	$\Delta(\text{sim})$	$\Delta(C)$
0	0.00	8.00E-10	0.79	0.34	0.66	0.00	
1	-0.10	7.20E-10	0.79	0.36	0.66	0.01	-0.08
2	-0.20	6.40E-10	0.80	0.37	0.67	0.01	-0.07
3	-0.30	5.60E-10	0.80	0.37	0.67	0.02	-0.06
4	-0.50	4.00E-10	0.79	0.38	0.67	0.01	-0.03
5	-0.75	2.00E-10	0.77	0.37	0.65	-0.01	0.02
6	-0.90	8.00E-11	0.75	0.36	0.63	-0.04	0.04
7	0.10	8.80E-10	0.79	0.33	0.65	-0.01	-0.09
8	0.25	1.00E-09	0.78	0.30	0.64	-0.03	-0.12
9	0.50	1.20E-09	0.76	0.23	0.60	-0.09	-0.17
10	1.00	1.60E-09	0.68	0.05	0.49	-0.26	-0.26
11	4.00	4.00E-09	-0.61	-4.21	-1.69	-3.57	-0.89

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF2_Q=Coeficiente de efectividad de la descarga, EF2_P=Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(\text{Sim})$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad

Tabla 4.9: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el coeficiente de intercambio lecho-acuífero (cuenca del Jeker).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF2 _Q	EF2 _P	EF2 _T	$\Delta(\text{sim})$	$\Delta(C)$
0	0.00	3.00E-10	0.72	0.33	0.60	0.00	
1	-0.10	2.70E-10	0.73	0.34	0.61	0.02	-0.17
2	-0.20	2.40E-10	0.73	0.35	0.61	0.02	-0.08
3	-0.30	2.10E-10	0.71	0.35	0.60	-0.00	0.01
4	-0.50	1.50E-10	0.68	0.37	0.58	-0.03	0.06
5	-0.75	7.50E-11	0.61	0.37	0.54	-0.11	0.15
6	-0.90	3.00E-11	0.57	0.37	0.51	-0.15	0.17
7	0.10	3.30E-10	0.74	0.32	0.62	0.02	0.21
8	0.25	3.75E-10	0.75	0.30	0.61	0.02	0.07
9	0.50	4.50E-10	0.75	0.24	0.59	-0.01	-0.03
10	1.00	6.00E-10	0.70	0.13	0.53	-0.12	-0.12
11	4.00	1.50E-09	-0.61	-1.03	-0.74	-2.22	-0.56
12	9.00	3.00E-09	-7.26	-3.01	-5.99	-10.93	-1.21

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF2_Q=Coeficiente de efectividad de la descarga, EF2_P=Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(\text{Sim})$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad

La Tabla 4.8 (Gete) y Tabla 4.9 (Jeker) muestra el cambio de confiabilidad en función de la variación de los valores que adopta cada parámetro. Los coeficientes de sensibilidad se obtienen al calcular la pendiente de las líneas de tendencia en cada uno de los gráficos de la Fig. 4.20. En algunos casos se observó la presencia de más de una tendencia, producidas porque los cambios de parámetro positivos tienen un impacto menor que los cambios de

parámetro negativos. El coeficiente de sensibilidad para estos casos es resultado del promedio de los coeficientes de sensibilidad calculados para cada una de estas tendencias.

Observando la Tabla 4.10 se puede notar que el coeficiente de sensibilidad para cambios de parámetro negativos fue mucho mayor que para cambios de parámetro positivos. El coeficiente de intercambio lecho-acuífero y el tiempo de retención tienen una influencia similar en ambas cuencas.

El nivel de drenaje en la cuenca del Gete tiene un coeficiente de sensibilidad mucho mayor al del resto de parámetros, por lo tanto el nivel de drenaje es el parámetro más influyente de esta cuenca. Para la cuenca del Jeker, el coeficiente de sensibilidad de la conductividad hidráulica horizontal, es muy superior al resto, debido a la gran influencia de la capa seleccionada (Compacted Cretaceous Chalk) en el proceso de calibración.

El análisis de sensibilidad aplicado a los modelos desarrollados en base al código NAM se infirió, a partir de los diagramas de dispersión obtenidos durante el proceso de calibración automática (Fig. 4.6 y Fig. 4.7). El análisis sugiere que el parámetro más sensible para las dos cuencas es el coeficiente de escorrentía del flujo superficial (CQOF).

Tabla 4.10: Coeficientes de Sensibilidad (δs) para los parámetros calibrados de las cuencas del Gete y Jeker.

Θ	δs	Gete		Jeker		
		δs_1	δs_2	δs	δs_1	δs_2
Coef. de intercambio lecho-acuífero	-0,191	-	-	-0,137	-	-
Nivel de Drenaje	-2,983	-	-	-0,263	-	-
Tiempo de Retención	-0,989	-1,973	-0,006	0,112	0,230	-0,007
Conductividad Horizontal	-0,086	-0,121	-0,051	-52,117	-105,220	0,986

Leyenda: Θ = cambio de parámetro, δs = coeficiente de sensibilidad total, $\delta s_{1,2}$ = coeficiente de sensibilidad parciales.

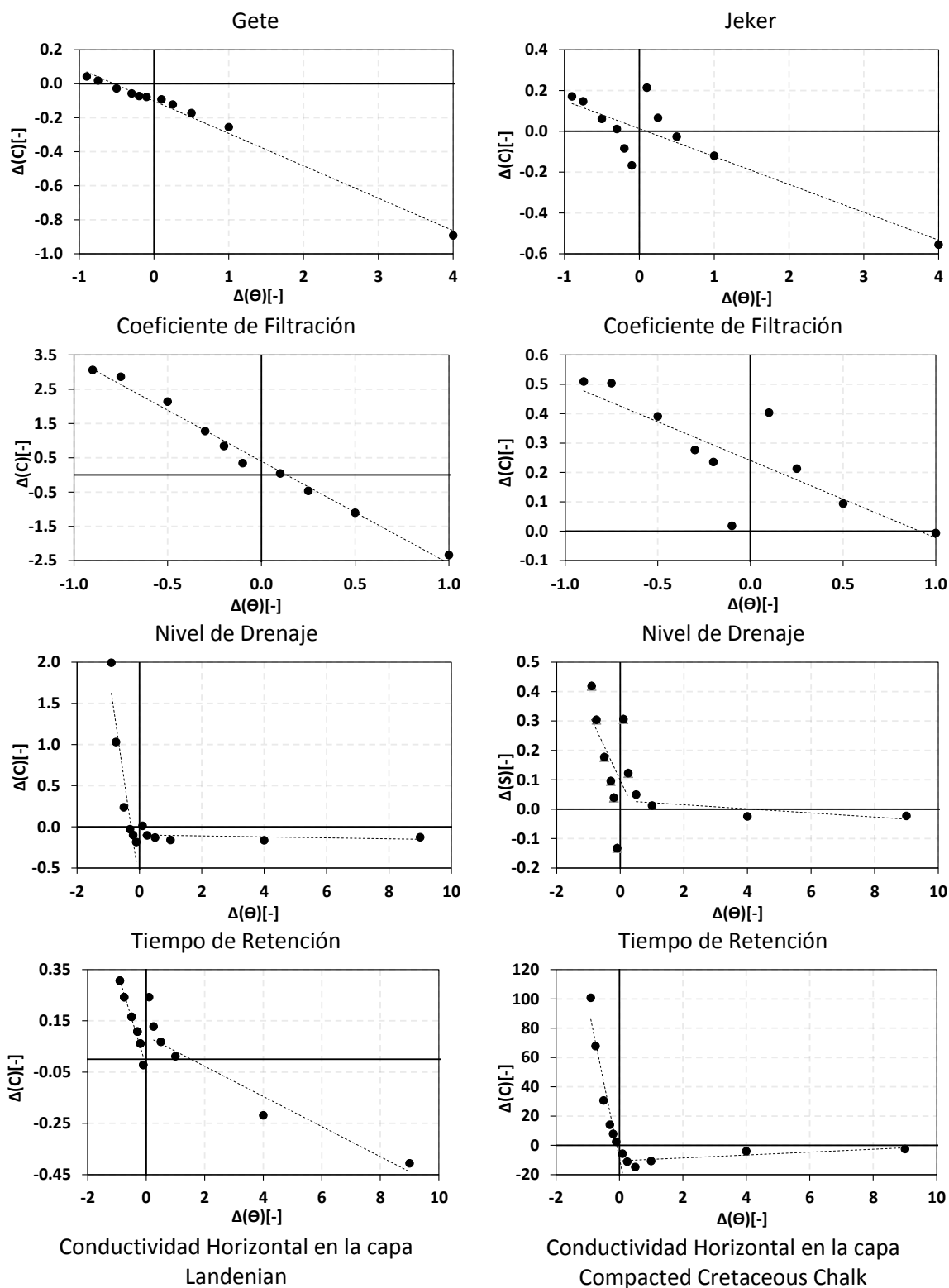


Figura 4.20: Variación de la confiabilidad ($\Delta(C)$) en función de la variación de los parámetros calibrados ($\Delta(\Theta)$) en los modelos de las cuencas del Gete y del Jeker.

Capítulo 5: Conclusiones

Los modelos distribuido (MIKE SHE) y agregado (NAM), se aplicaron a cuencas de tamaño medio ubicadas en Bélgica, Europa (Gete y Jeker con 621 km² y 465 km² de superficie, respectivamente), para modelar su ciclo hidrológico, con especial atención a la modelización del componente subterráneo del mismo. Las estructuras de estos dos códigos hidrológicos son significativamente diferentes pues, por un lado, MIKE SHE es un código numérico distribuido, basado en la descripción física, mediante ecuaciones diferenciales, de los procesos hidrológicos e hidráulicos principales que se suceden en los varios componentes de las cuencas modeladas. Por otro lado, NAM es un código agregado, de corte conceptual, es decir que la descripción de los principales procesos hidrológicos que se suceden en los sistemas de estudio, se describen mediante expresiones matemáticas conceptuales antes que en base a la descripción física de los mismos.

En este mismo contexto, MIKE SHE permite una valoración de las variables simuladas, de forma distribuida, es decir, incluyendo la variable geográfica no solo en el ámbito horizontal sino además en la dimensión vertical. Por otro lado, NAM, al ser agregado no permite este tipo de valoración, sino que sus resultados son de corte global.

En general, la evaluación de la calidad de las predicciones de los modelos, tanto en el proceso de calibración como en el de validación, se llevó a cabo mediante un análisis estadístico y la inspección de gráficos de evaluación, tales como hidrogramas y diagramas de dispersión.

Para el proceso de calibración del flujo superficial se utilizó las series temporales recabadas en estaciones de aforo de caudal ubicadas a la salida de las cuencas, mientras que para evaluar la calidad de las predicciones de flujo subterráneo se utilizaron los datos provenientes de varios piezómetros de observación ubicados a lo largo de cada cuenca. En el caso de la cuenca del Gete se utilizaron un total de doce piezómetros de observación, entre los cuales hay alguno con varias camisas instaladas en cuatro de las cinco capas geológicas presentes (conceptualmente) en la zona de estudio; mientras que en la cuenca del Jeker se utilizaron once piezómetros distribuidos a lo largo de la misma.

El proceso de validación se llevó a cabo de dos formas, realizando una validación temporal en los mismos puntos de control (estaciones de caudal y piezómetros de observación) utilizados en el proceso de calibración y una validación espacial (multi-site, Refsgaard, 1997; Vázquez, 1997; Vázquez, 2003), llevada a cabo con datos de dos estaciones adicionales de aforo de caudales en cada cuenca, así como con varios piezómetros de control adicionales, en cada cuenca, cinco en la cuenca del Gete y seis en la del Jeker.

En relación a los modelos distribuidos de ambas cuencas, concluido el proceso de calibración se obtuvieron resultados aceptables, tanto para la simulación del flujo superficial como para la del subterráneo; esto se confirmó en la etapa de validación “Split-sample” (validación temporal). En general, este aspecto sugiere el funcionamiento aceptable de los modelos distribuidos de ambas cuencas.

Sin embargo la validación espacial no fue tan buena como se espera al emplear un modelo distribuido, basado en la descripción de procesos físicos, como lo es MIKE SHE. Esto se observó mayormente en relación a la simulación del flujo superficial en los puntos de ubicación de las estaciones de aforo adicionales; sin embargo, en vista de que la información de estas estaciones no se consideró durante la calibración del modelo, la

calidad de las predicciones correspondientes puede aceptarse. En relación a la simulación de flujos subterráneos, los niveles piezómetros de los puntos de observación fueron parecidos a los registrados en los piezómetros cercanos cuya información se empleó en los otros procesos de calibración y validación temporal.

Existen errores que no pudieron ser depurados durante el proceso de calibración, tales como picos subestimados en el flujo superficial, y la una evolución distinta de los niveles piezométricos simulados en relación a la evolución de las observaciones respectivas, además de la diferencia de resultados observada en relación a la validación espacial. A pesar de los mismos, se puede concluir que las predicciones de los modelos de ambas cuencas producen predicciones aceptables tanto de flujo superficial como del subterráneo.

En relación a los modelos agregados, se obtuvieron excelentes predicciones de flujo superficial tanto en la calibración como en la validación (temporal). Cabe resaltar que, por su condición de modelos agregados, la evaluación espacial (multi-site) no es posible en este caso. En ambas cuencas se observa una clara correspondencia en la mayoría de los picos, así como una claro seguimiento del flujo base por lo tanto se puede decir que los modelos agregados cumplen correctamente con la simulación de flujo superficial y subterráneo, con las limitaciones respectivas de su condición de agregados, por ejemplo, para evaluar predicciones piezométricas en diferentes regiones de la cuenca y en distintas capas geológicas. Esto permitió además dar respuesta a la inquietud de si la consideración de una serie temporal media mensual de abstracciones subterráneas (extracciones de origen subterráneo) era suficiente para producir buenas predicciones de flujo empleando la estructura NAM. Sin embargo, un análisis a futuro debería propender a comparar las predicciones de flujo subsuperficial y subterráneo con series de flujo subsuperficial y subterráneo observadas o, en su defecto, derivadas de observaciones de flujo total, para corroborar que la simulación de flujo subterráneo es efectivamente congruente con las observaciones.

Del análisis de sensibilidad de los modelos distribuidos, se concluye que no se tiene un parámetro con mayor sensibilidad a las predicciones de flujo superficial y subterráneo; en este sentido, cada cuenca tuvo asociado un parámetro distinto con mayor sensibilidad, en función de las características físicas de la misma. Si bien otros parámetros como el coeficiente de intercambio lecho-acuífero y el tiempo de retención tuvieron asociados resultados de sensibilidad parecidos en ambas cuencas, se tendría que realizar en el futuro más análisis con otros métodos más estocásticos para confirmar esto. Además se pudo concluir que cambios positivos y negativos en los parámetros no tienen una influencia similar en los modelos, resaltando aún más lo complejo y sensible de este tipo de modelos distribuidos.

En cuanto a los modelos agregados, al comparar los diagramas de dispersión logrados durante el proceso de calibración automática, se concluye que el parámetro más sensible para ambas cuencas es el coeficiente de escorrentía del flujo superficial (CQOF), lo cual coincide en parte con análisis más completos efectuados por Vázquez (2010) aplicando NAM a una cuenca local.

Comparando los modelos distribuidos con los agregados, se obtuvieron mejores predicciones de flujo superficial con los segundos, preparados en base a NAM, posiblemente debido a que existe una menor incertidumbre en cuanto a la menor cantidad



de parámetros considerados en la modelización, por lo cual es más fácil su proceso de calibración automática.

Se concluye que los modelos agregados para este tipo de cuencas logran una mejor calidad de predicción de los flujos superficiales a la salida de las cuencas de estudio, pero con la desventaja de no mostrar información espacial.

Los resultados de ambos tipos de modelos son aceptables; sin embargo, considerando siempre que las predicciones obtenidas serán tan buenas como los datos introducidos en los modelos para garantizar trabajos de calidad no se descarta la posibilidad de mejorar los mismos, siendo para ello necesario una mayor y mejor cantidad de información, tanto para las zonas superficial, no saturada y saturada; que permitan una mejor recreación de la geología local y su estado, facilitando así el proceso de calibración en los parámetros seleccionados y abriendo una puerta a un proceso de calibración de nuevos parámetros no considerados en la presente investigación, como los componentes de la zona no saturada. Se necesita además de una mayor cantidad de series de tiempo de datos observados que faciliten una mejor comparación de resultados.



Referencias

- Abbott M. B., J. C. Refsgaard, 1996. Distributed Hydrological Modelling. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands, 320 pp.
- Abbott M. B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connel, J. Rasmussen, 1986. An Introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE" 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology.
- Abbott M. B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connel, J. Rasmussen, 1986. An Introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE" 2. Structure of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology.
- Anderson M. P. y Woessner W. W., 1992. Applied Groundwater Modelling Simulation of Flow and Advective Transport. USA, University Press, 296 pp.
- Arocha Revelo S., 1967. Desarrollo de aguas subterráneas. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería. Programa de Educación de Ingeniería Sanitaria, Venezuela 6400, 702 pp.
- Batelaana O., F. De Smedt, L. Triestb, 2003. Regional groundwater discharge: phreatophyte mapping, groundwater modelling and impact analysis of land-use change. Journal of Hydrology 275: 86–108.
- Beven K.J. y A.M. Binley, 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction, Hydrological Processes 6: 279–298.
- Binley A. M., K. J. Beven, A. Calver y L. G. Watts, 1991. Changing Responses in Hydrology: Assessing the Uncertainty in Physically Based Model Predictions. Water Resources Research 27 (6): 1253-1261.
- Castany G., 1971. Tratado práctico de las aguas subterráneas. Ediciones Omega, S.A., Barcelona, 672 pp.
- Celleri R., L. Timbe, R.F. Vázquez, A. El-Nasr y J. Feyen, 2000. Assessment of the relation between the parameters of the NAM rainfall-runoff model and the physical properties of the catchment. ERB 2000 Conference on Monitoring and Modelling Catchment Water Quantity and Quality, Ghent, Belgium, 27-29 September: 9-16.
- Chow V. T., 1959. Open channel hydraulics. McGraw-Hill Book Company: New York, USA; 680.
- Chow V. T., D. R. Maidment y L. W. Mays, 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill international editions, Singapore, 572 pp.
- Christiaens K., L. Feyen, A. El-Nasr, R. Vázquez, M. Van Hoorick y J. Feyen, 1998. Data requirements, data sources and data flow for the distributed physically based hydrological MIKE SHE model with application to the Gete basin. Internal publication No. 50. K.U. Leuven, Belgium. 68 pp.
- Custodio E. 2001. Effects of groundwater development on the environment. Bol. Geolog. Minero, Madrid, 111(6): 107–120.
- CIA, 2013. CIA The World Factbook. Washington, DC: Central Intelligence Agency.
- Dehotin J., R. F. Vázquez, I. Braud, S. Debionne, y P. Viallet, 2011. Modeling of Hydrological Processes Using Unstructured and Irregular Grids: 2D Groundwater Application. Hydrologic Engineering, Vol. 16, No. 2: 108-125.
- DHI, 1998a. MIKE SHE v.5.3 User Guide and Technical Reference Manual. Danish Hydraulic Institute, Denmark, 50 pp.
- DHI, 1998b. MIKE SHE v.5.3 Technical Reference Manual. Danish Hydraulic Institute, Denmark, 63 pp.
- DHI, 2007a. MIKE SHE, User Manual Volume 1: User Guide v. 2007, Danish Hydraulic Institute, Denmark, 396 pp.
- DHI, 2007b. MIKE SHE, User Manual Volume 2: Reference Guide v. 2007, Danish Hydraulic Institute, Denmark, 386 pp.
- DHI, 2007c. MIKE 11: A modelling system for rivers and channels, Danish Hydraulic Institute, Denmark, 109 pp.
- DHI, 2007d. MIKE SHE: Basic Exercises, Danish Hydraulic Institute, Denmark, 141 pp.
- El-Nasr A., R. Vázquez, K. Christiaens y J. Feyen, 2002. Analysis of the hydrologic cycle of the JEKER and NETE river basin using the MIKE SHE modelling tool. Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, Vital Decosterstraat 102, B-3000 Leuven, Belgium, 94 pp.
- ESI, 1996. Guide to using Groundwater Vistas. Environmental Simulations Inc., U.S.A., 209 pp.
- Feyen L., R. F. Vázquez, K. Christiaens, O. Sels y J. Feyen, 1999. Kalibratie- en validatieprocedure van het ruimtelijk verdeeld fysisch gebaseerd hydrologisch MIKE SHE model met toepassing op het stroomgebied van de Grote en de Kleine Gete. Tijdschrift Water 101: 21-41.
- Feyen L., R. F. Vázquez, K. Christiaens, O. Sels y J. Feyen, 1999. Gegevensvereisten, -bronnen en -stroming ten behoeve van het ruimtelijk verdeeld, fysisch gebaseerd hydrologisch MIKE SHE model met toepassing op het stroomgebied van de Grote en de Kleine Gete. Tijdschrift Water 101: 1-20.
- Feyen L., R. F. Vázquez, K. Christiaens, O. Sels y J. Feyen, 2000. Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. Hydrology and Earth System Sciences 4(1): 47-63.



- Folch Albert, 2010. Geological and human influences on groundwater flow systems in range-and- basin areas: the case of the Selva Basin (Catalonia, NE Spain). Ph.D. Dissertation, Unitat de Geodinàmica Externa i Hidrogeologia Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 170 pp.
- Frana A. S., 2012. Applicability of MIKE SHE to simulate hydrology in heavily tile drained agricultural land and effects of drainage characteristics on hydrology. Graduate Theses and Dissertations. Iowa State University. Paper 12859, 151 pp.
- French R. H., 1985. Open-channel hydraulics. McGraw-Hill Book Company: New York, USA, 705 pp.
- Gedeon M., I. Wemaere yJ. Marivoet, 2007. Regional groundwater model of north-east Belgium. *Journal of Hydrology* (2007) 335: 133-139.
- Gupta H.V., S. Sorooshian y P.O. Yapo, 1998. Toward improved calibration of hydrologicmodels: multiple and non-commensurable measures of information. *Water ResourcesResearch* 34 (4): 751-763.
- GSI, 2013. Geo Slope International. <http://www.geo-slope.com/>. Consultado el 1 de noviembre de 2013.
- Heras R., 1972. Manual de hidrología - Vol. 2 El ciclo hidrológico. Dirección general de obras hidráulicas, Centro de Estudios Hidrográficos (Madrid), 528 pp.
- Hubrechts L., V. Vlassak, A. Van Crielingen y J. Feyen, 1997. Handleiding bij AARDEWERK-SISBIS. Bevragingssysteem voor bodemprofielgegevens, bodemoppervlaktegegevens en bodemgeschiedheidsgegevens. Interne publikatie nr. 48. Institute for Land and Water Management (K.U. Leuven), Belgium, 56 pp.
- Hutson S.S., N.L. Barber, J.F. Kenny, K.S. Linsey, D.S. Lumia y M.A. Maupin, 2004. Estimated use of water in the United States in 2000: Reston, Va., U.S. Geological Survey Circular 1268, 46 pp.
- Huyakorn P.S. y G.F. Pinder, 1983. Computational Methods in Subsurface Flow. Academic Press, New York, 473 pp.
- Kacimov A.K., 2000. Three-dimensional groundwater flow to a lake: an explicit analytical solution. *Journal of Hydrology* 240 (2000): 80-89.
- Kristensen K.H. y S.E. Jensen, 1975. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration, *Nordic Hydrology*, 6: 170-188.
- Konikow L.F., 1996. Numerical models of groundwater flow y transport. In: Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology, International Atomic Energy Agency Rept. IAEA-TECDOC-910, Vienna, Austria: 59- 112.
- Konikow L.F. y T.E. Reilly, 1998. Groundwater Modelling. In: The Handbook of Groundwater Engineering [J.W. Delleur, ed.], CRC Press, Boca Raton 20:1-20.40.
- Kozak M.W., M.S.Y. Chu y C.P. Harlan, 1989. Background Information for the Development of a Low-Level Waste Performance Assessment Methodology, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, D.C., NUREG/CR-5453, SAND89-2509, Vol. 4.
- Legates D. R. y G.J. McCabe, 1999. Evaluating the use of 'goodness-of-fit' measures in hydrological and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35 [1]: 233-241.
- Leyva E., 2010. Acuíferos semiconfinados y su modelación: aplicaciones al acuífero de la zona metropolitana de la ciudad de Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, 231 pp.
- Llamas, 2004. La gestión de las aguas subterráneas y los Conflictos sociales relativos al plan hidrológico Nacional Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fís. Nat. (Esp)Vol. 98, No. 2: 235-254.
- Loague K. y R.E. Green, 1991. Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: Overview and applications. *Journal of Contaminant Hydrology* 7: 51-73.
- Lohman S.W., 1972. Ground-Water Hydraulics. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 708, 70 pp.
- Madsen H., G. Wilson y H.C. Ammentorp, 2002. Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology* 261: 48-59.
- Miller K.G, 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change: *Science*, v. 312, p. 1293-1298.
- Mosley M.P. y A.I. McKerchar, 1993. Streamflow. In: Maidment, D. R. (eds.), *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill Inc., USA: 8.1-8.39.
- Nash J.E. y J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models, I, A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10: 282-290.
- ONU, 2006. Segundo Informe de las Naciones Unidas sobre Desarrollo de los Recursos Hídricos en el Mundo. Cuarto Foro Mundial del Agua en Ciudad de México, México. 529 pp.
- Peaceman D.W., 1977. Fundamentals of Numerical Reservoir Simulation. Elsevier, Amsterdam, 176 pp.
- Pulido-Velazquez D., A. Sahuquillo, J. Andreu, M. Pulido-Velazquez, 2007. A general methodology to simulate groundwater flow of unconfined aquifers with a reduced computational cost. *Journal of Hydrology* (2007) 338: 42- 56.
- Quichimbo A., R.F. Vázquez, E. Samaniego, 2013. Evaluación del uso de reservorios lineales para estimar caudales en subcuencas alto andinas de Ecuador. *Maskana* 4(2).
- Reed J.E., 1980. Type Curves for Selected Problems of Flow to Wells in Confined Aquifers. *Techniques of Water-Res. Invests. of the U.S. Geol. Survey*, Book 3, Ch. B3, 106 pp.



- Refsgaard J.C., 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *J. Hydrol.*, 198: 69-97.
- Refsgaard J.C. y B.Storm, 1995. MIKE SHE. En: Singh, V P (ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, USA: 809-846.
- Refsgaard J.C. y B. Storm, 1996. Construction, calibration and validation of hydrological models. In: Abbott, M.B. and J.C. Refsgaard (eds.), *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic, The Netherlands: 41-54.
- Refsgaard J.C. y J. Knudsen, 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models, *Water Resources Research* 32(7): 2189-2202.
- Remson I., G.M. Hornberger y F.J. Molz, 1971. *Numerical Methods in Subsurface Hydrology*. Wiley, New York, 389 pp.
- Sahuquillo A., 2009. La Importancia De Las Aguas Subterráneas, (coste/uso intensivo/almacenamiento subterráneo/uso conjunto/protección acuíferos). *Rev. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat. (Esp)* Vol. 103, No. 1: 97-114.
- Saltelli A., S. Tarantola y F. Campolongo, 2000. Sensitivity Analysis as an Ingredient of Modeling. *Statistical Science*, 15 (4): 377-395.
- Sánchez-Vila X., D. Fernández-García, 2007. Gestión De Los Recursos Hídricos: Los Modelos Hidrogeológicos Como Herramienta Auxiliar. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (15.3): 250-256.
- Schlesinger S., R.E. Crosbie, R.E. Gagné, G.S. Innis, C.S. Lalwani, J. Loch, J. Sylvester, R.D. Wright, N.Kheir y D. Bartos, 1979. Terminology for model credibility. *Simulation* 32 (3): 103-104.
- Singh V.P., 1997. Effect of Spatial and Temporal Variability in Rainfall and Watershed Characteristics on Stream Flow Hydrograph. *Hydrological Processes* 11: 1649-1669.
- Spitz K. y J. Moreno, 1996. *A Practical Guide to Groundwater and Solute Transport Modelling*. John Wiley & Sons Inc., USA. 461 pp.
- SSG, 2013. Scientific Software Group. <http://www.scisoftware.com/>. Consultado el 1 de noviembre de 2013.
- SWS, 2013. Schlumberger Water Services. <http://http://www.swstechnology.com/>. Consultado el 1 de noviembre de 2013.
- Tsang C.F., 1991. The modelling process and model validation. *Groind water* 29: 825-831.
- USGS, 2013. Earth's water distribution. U.S. Geological Survey. <http://ga.water.usgs.gov/edu/earthwherewater.html>. Consultado el 14 de octubre de 2013.
- Van Genuchten Mo., 1981. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity in unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.
- Van Orshoven J., J. Maes, H. Vereecken y J. Feyen, 1991. A procedure for the statistical characterization of the units of the Belgian soil map. *Pedologie*, XLI (3): 193-212.
- Von Rosenberg D.U., 1969. *Methods for the Numerical Solution of Partial Differential Equations*, Elsevier, New York, 128 pp.
- Vázquez R.F., 1997. Numerical bi-dimensional modelling of the Brusselean aquifer. *Memorias del VII Congreso Nacional de Hidráulica*, Quito, (1): 307-321.
- Vázquez R.F., 2003. Assessment of the performance of physically based distributed codes simulating medium size hydrological systems. PhD thesis ISBN 90-5682-416-3, Department of Civil Engineering, K. U. Leuven, Belgium, 335pp.
- Vázquez R.F., 2010. Modelación hidrológica de una microcuenca Altoandina ubicada en el Austro Ecuatoriano. *MASKANA*, 1(1): 79-90
- Vázquez R.F. y J. Feyen, 2003. Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size catchment. *Journal of Hydrology* 270(4): 309-327.
- Vázquez R.F. y J. Feyen, 2003. Assessment of the effects of DEM gridding on the predictions of basin runoff using MIKE SHE and a modelling resolution of 600 m. *Journal of Hydrology* 334: 73- 87.
- Vázquez R.F. y J. Feyen, 2010. Rainfall-runoff modelling of a rocky catchment with limited data availability: Defining prediction limits. *Journal of Hydrology* 387: 128-140.
- Vázquez R.F., L. Feyen, K. Christiaens, A. El-Nasr y J. Feyen, 1999. Calibration and Validation of the MIKE SHE application to the basin of the Gete river. Internal publication K.U. Leuven, Belgium, 79 pp.
- Vázquez R.F., L. Feyen, J. Feyen y J.C. Refsgaard, 2002. Effect of grid-size on effective parameters and model performance of the MIKE SHE code applied to a medium sized catchment. *Hydrological Processes* 16(2): 355-372.
- Vázquez R.F., J. Feyen y J. Berlamont, 2004. Análisis de sensibilidad con MIKE SHE variando topografía y ET. *Ingeniería del Agua*, 11(3): 315 - 328.
- Vázquez R.F., P. Willems, J. Feyen, 2008. Improving the predictions of a MIKE SHE catchment-scale application by using multi-criteria approach. *Hydrological Processes*, 22(13): 2159-2179.



- Vázquez-Suñé E., X. Sánchez-Vila J. Carrera, 2005. Introductory review of specific factors influencing urban groundwater, an emerging branch of hydrogeology, with reference to Barcelona, Spain. *Hydrogeology Journal* 3: 522-533.
- Von Rosenberg D.U., 1969. *Methods for the Numerical Solution of Partial Differential Equations*, Elsevier, New York, 128 pp.
- Walton W.C., 1962. *Selected Analytical Methods for Well y Aquifer Evaluation*, Illinois State Water Survey Bull. 49, 81 pp.
- Wang H.F., M.P. Anderson, 1982. *Introduction to groundwater modelling*. Academic Press Inc., California, 237 pp.
- Winter T.C., 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeol. J.* 7(1): 28–45.
- Younger P.L., 2007. *Groundwater in the environment, an introduction*. Blackwell Publ. Oxford: 1–317.
- Zhou Y., Li W., 2011. A review of regional groundwater flow modeling. *Geoscience Frontiers* 2(2): 205-214.

Apéndice A

Parámetros de ingreso y salida del módulo de movimiento de agua (MIKE SHE)

En la Tabla A.1 y A.2 se presenta respectivamente un resumen de los requisitos de datos para los diferentes componentes del módulo de movimiento de agua del modelo MIKE SHE y un resumen de los posibles datos de salida del sistema de modelización hidrológica. Los datos de entrada es aquella información necesaria para la creación del modelo, mientras los parámetros de entrada son valores puntuales necesarios para el funcionamiento del modelo.

Tabla A.1: Datos de ingreso en el módulo de Movimiento de Agua de MIKE SHE.

	Módulo de MIKE SHE	Unidad	Tipo de datos	Dimensión	Tiempo
Información General					
Topografía	Def. cuenca	m. sobre nivel de ref.	entrada	2D	-
Delimitación Cuenca	Def. cuenca	-	entrada	2D	-
Información Metereológica					
Ubicación de las estaciones de precipitación	Def. cuenca		entrada	2D	-
Ubicación de las estaciones meterológicas (ET)	ET		entrada	2D	-
Ubicación de las tomas de temperatura	Derret. nieve		entrada	2D	-
Series de tiempo de la intensidad de lluvia	Def. cuenca		entrada	para <> ubicaciones	serie de tiempo
Series de tiempo de de la ET potencial o datos para calcular la ET (Ecuación de Penman-Monteith)	ET		entrada	para <> ubicaciones	serie de tiempo
Series de tiempo de temperatura	Derret. nieve		entrada	para <> ubicaciones	serie de tiempo
Factor de derretimiento de nieve	Derret. Nieve		parámetro	-	-
Factor de umbral (temperatura mínima para la fusión de nieve)	W		parámetro	-	-
Datos sobre la cobertura del suelo / vegetación					
Distribución espacial de la cobertura del suelo (patrón de vegetación)	ET	-	entrada	2D	serie de tiempo
Series de tiempo de LAI	ET	m ² hoja/m ² suelo	parámetro		serie de tiempo
Series de tiempo de profundidad de raíz	ET	m	parámetro	para <> cultivos	serie de tiempo
Coeficiente de distribución de raíz	ET	-	parámetro	para <> cultivos	-
Coeficiente de capacidad de intercepción	ET	mm	parámetro	para <> cultivos	-
Constantes empíricas c1, c2, c3	ET	-, -, mm/día	parámetro	para <> cultivos	-



Tabla A.1: Datos de ingreso en el módulo de Movimiento de Agua de MIKE SHE (continuación).

	Módulo de MIKE SHE	Unidad	Tipo de datos	Dimensión	Tiempo
Información sobre flujo superficial y el sistema de ríos					
Superficie terrestre					
Coeficiente de rugosidad de Manning (Strickler)	OC (sup. Terrestre)	-	parámetro	2D	-
Nivel de agua inicial sobre la superficie del suelo	OC (sup. Terrestre)	m	entrada= inicial	2D	-
Almacenamiento de detención en la superficie del suelo	OC (sup. Terrestre)	m	parámetro	2D	-
Coeficiente de Leakage para flujo superficial	OC (sup. Terrestre)	/s	entrada	2D	-
	Mike She	Unidad	Tipo de datos	Dimensión	Tiempo
Río					
Posiciones de presas, acequias y del sistema fluvial	OC (río)	-	entrada	2D	-
Secciones transversales del río y otros canales	OC (río)	m. sobre nivel de ref.	entrada	2D: (X,Z)	-
Coeficiente de rugosidad de Manning (Strickler) para el flujo del río	OC (río)	-	parámetro	para <> (X,Z)	-
Niveles específicos y flujos en los contornos	OC (río)	caudal: m ³ /s nivel: m sobre un nivel de ref.	entrada = límites	para <> contornos	serie de tiempo
Coeficiente de Leakage para flujo del río	OC (río)	/s	entrada	para <> (X,Z)	-
Descargas del río	OC salida	m ³ /s	evaluación	para <> ubicaciones	serie de tiempo
Datos para la zona no saturada					
Distribución de perfiles de suelo en la cuenca	UZ	-	entrada	2D	-
Descripción de los perfiles de suelo en la cuenca (grosor de capas)	UZ	m. sobre nivel de ref.	entrada	2D: (X,Z)	-
Zonas de bypass	UZ	-	entrada	2D	-
Constantes de bypass	UZ	-	parámetro	para <> código de bypass	-
Zonas pavimentadas (impermeables)	UZ	-	entrada	2D	-
Relación humedad tensión para cada capa	UZ	-	parámetro	para <> capa	-
Conductividad hidráulica no saturada en función de la humedad para cada capa	UZ	-	parámetro	para <> capa	-
Serie de tiempo de contenido de humedad para las diferentes capas	UZ salida	-	evaluación	para <> capa	serie de tiempo

Tabla A.1: Datos de ingreso en el módulo de Movimiento de Agua de MIKE SHE (continuación).

	Módulo de MIKE SHE	Unidad	Tipo de datos	Dimensión	Tiempo
Información de la zona saturada					
Información geológica (posición y grosor de las capas)	SZ	m. sobre nivel de ref.	entrada	2D: (X,Z)	-
Coeficiente de almacenamiento	SZ	/m	parámetro	para <> capas	-
Rendimiento específico	SZ	-	parámetro	para <> capas	-
Conductividad hidráulica saturada (horizontal y vertical)	SZ	m/s	parámetro	2D, para <> capas	-
Profundidad de drenaje	SZ	m	parámetro	2D	-
Constante de enrutamiento de drenaje	SZ	/s	parámetro	2D	-
Series de tiempo de los niveles de agua subterránea	UZ SZ	m. sobre nivel de ref.	entrada = inicial, evaluación	2D	serie de tiempo
Profundidad y posición de los pozos de abstracción y recarga	SZ	m, m. sobre nivel de ref.	entrada = límites	3D	-
Tasas de bombeo y recarga	SZ	10 ³ m ³ /año	entrada = límites	para <> pozos	serie de tiempo

Leyenda: Def. cuenca = definición de la cuenca, ET = evapotranspiración, Derret. Nieve = derretimiento de la nieve, OC = flujo en canales, UZ = zona no saturada, SZ = zona saturada, <> = distintos/as, entrada = datos necesarios para la creación del modelo, parámetro = datos necesarios para el funcionamiento del modelo

Tabla A.2: Datos de salida del módulo de Movimiento de Agua de MIKE SHE.

	Temporal	Espacial
ET	1 Pluviometría (mm/h)	1 Pluviometría (mm/h)
	2 Evapotranspiración actual (mm/h)	2 Evapotranspiración actual (mm/h)
	3 Transpiración actual (mm/h)	3 Transpiración actual (mm/h)
	4 Evaporación de la superficie del suelo (mm/h)	4 Evaporación de la superficie del suelo (mm/h)
	5 Evaporación de agua almacenada por intercepción (mm/h)	5 Evaporación de agua almacenada por intercepción (mm/h)
	6 Evaporación de agua por golpeo (mm/h)	6 Evaporación de agua por golpeo (mm/h)
	7 Almacenamiento de hojas (mm)	7 Almacenamiento de hojas (mm)
	8 Infiltración de la zona no saturada (mm/h)	8 Infiltración de la zona no saturada (mm/h)
	11 Evapotranspiración de la zona saturada (mm/h)	11 Evapotranspiración de la zona saturada (mm/h)
SM	21 Nieve almacenada (mm)	21 Nieve almacenada (mm)
OC	17 Profundidad del agua superficial (m)	17 Profundidad del agua superficial (m)
	18 Flujo superficial en dirección x, y (m ³ /s)	18 Flujo superficial en dirección x, y (m ³ /s)
	20 Profundidad del agua en el río (m)	
	22 Caudal en estación específica (m ³ /s)	
	28 Flujo total de entrada al río desde el suelo (m ³ /s)	
	29 Flujo total de entrada al río desde el acuífero (m ³ /s)	
	30 Flujo total de entrada al río desde el drenaje (m ³ /s)	
	-20 Profundidad del agua en todos los ramales del río (m)	

Tabla A.2: Datos de salida del módulo de Movimiento de Agua de MIKE SHE (continuación).

	Temporal	Espacial
UZ	9 Velocidad de cambio en almac. del componente UZ	9 Velocidad de cambio en almac. del componente UZ
	10 Recarga de la zona saturada (mm/h)	10 Recarga de la zona saturada (mm/h)
	12 Epsilon calculado en el componente UZ	12 Epsilon calculado en el componente UZ
	13 Error acumulado en el componente UZ	13 Error acumulado en el componente UZ
	19 Flujo redireccionado en UZ (mm/h)	19 Flujo redireccionado en UZ (mm/h)
	23 Flujo en UZ (mm/h)	
	24 Contenido de agua en UZ (frac)	
	52 Contenido de macroporos (frac)	
SZ	53 Flujo en los macroporos (mm/h)	
	55 Intercambio neto de flujo de la matriz - macroporos	
	14 Profundidad del nivel freático (m)	14 Profundidad del nivel freático (m)
	15 Nivel piezométrico en SZ (m)	15 Nivel piezométrico en SZ (m)
Bal	16 Flujo en los componentes subterráneos (mm/h)	16 Flujo en los componentes subterráneos (mm/h)
	-15 Nivel piezométrico en perfiles verticales (m)	
Bal	Balance total de agua	
	Error de balance de agua	
	Zona saturada (mm o m ³)	

Apéndice B

Valores recomendables para la parametrización del modelo

B.1. Coeficiente de rugosidad

Tabla B.1: Valores comúnmente usados para el coeficiente de rugosidad de Manning [$M^{1/3}s^{-1}$], para canales y varios materiales. (Tomado de Chow, 1982)

Tipo de canal y descripción	Mínimo	Normal	Máximo
A) Conductos cerrados que fluyen parcialmente llenos			
A1) Metal			
a) Latón liso	0,009	0,010	0,013
b) Acero			
Estriado y soldado	0,010	0,012	0,014
Ribeteado y en espiral	0,013	0,016	0,017
c) Hierro fundido			
Recubierto	0,010	0,013	0,014
No recubierto	0,011	0,014	0,016
d) Hierro forjado			
Negro	0,012	0,014	0,015
Galvanizado	0,013	0,016	0,017
e) Metal corrugado			
Subdrenaje	0,017	0,019	0,021
Drenaje de aguas lluvias	0,021	0,024	0,030
A2) No metal			
a) Lucita	0,008	0,009	0,010
b) Vidrio	0,009	0,010	0,013
c) Cemento			
Superficie pulida	0,010	0,011	0,013
Mortero	0,011	0,013	0,015
d) Concreto			
Alcantarilla, recta y libre de basura	0,010	0,011	0,013
Alcantarilla con curvas, conexiones y algo de basura	0,011	0,013	0,014
Bien terminado	0,011	0,012	0,014
Alcantarillado de aguas residuales, con pozos de inspección, entradas, etc., recto	0,013	0,015	0,017
Sin pulir, formaleta y encofrado metálico	0,012	0,013	0,014
Sin pulir, formaleta y encofrado en madera lisa	0,012	0,014	0,016
Sin pulir, formaleta y encofrado en madera rugosa	0,015	0,017	0,020
e) Madera			
Machihembrada	0,010	0,012	---
Laminada, tratada	0,015	0,017	---
f) Arcilla			
Canaleta común de baldosas	0,011	0,013	0,017
Alcantarilla vitrificada	0,011	0,014	0,017
Alcantarilla vitrificada con pozos de inspección	0,013	0,015	0,017
Subdrenaje vitificado con juntas abiertas	0,014	0,016	0,018

Tabla B.1: Valores comúnmente usados para el coeficiente de rugosidad de Manning [$M^{1/3}s^{-1}$], para canales y varios materiales. (Tomado de Chow, 1982). (Continuación).

Tipología	Descripción	Mínimo	Normal	Máximo
g)	Mampostería de ladrillo			
	Barnizada o lacada	0,011	0,013	0,015
	Revestida con mortero de cemento	0,012	0,015	0,017
h)	Alcantarillados sanitarios recubiertos con limos y babas de aguas residuales, con curvas y conexiones	0,012	0,013	0,016
i)	Alcantarillado con batea pavimentada, fondo liso	0,160	0,019	0,020
j)	Mampostería de piedra, cementada	0,018	0,025	0,030
B)	Canales revestidos desarmables			
B1)	Metal			
a)	Superficie lisa de acero			
	Sin pintar	0,011	0,012	0,014
	Pintada	0,012	0,013	0,017
b)	Corrugado	0,021	0,025	0,03
B2)	No metal			
a)	Cemento			
	Superficie pulida	0,010	0,011	0,013
	Mortero	0,011	0,013	0,015
b)	Madera			
	Cepillada, sin tratar	0,010	0,012	0,014
	Cepillada, treosotada	0,011	0,012	0,015
	Sin cepillar	0,011	0,013	0,015
	Láminas con listones	0,012	0,015	0,018
	Forrada con papel impermeabilizante	0,010	0,014	0,017
c)	Concreto			
	Terminado con llana metálica	0,011	0,013	0,015
	Terminado con llana de madera	0,013	0,015	0,016
	Pulido, con gravas en el fondo	0,015	0,017	0,020
	Sin pulir	0,014	0,017	0,020
	Lanzado, sección buena	0,016	0,019	0,023
	Lanzado, sección ondulada	0,018	0,022	0,025
	Sobre roca bien excavada	0,017	0,020	---
	Sobre roca irregularmente excavada	0,022	0,027	---
d)	Fondo de concreto terminado con llana de madera y conados de:			
	Piedra labrada, en mortero	0,015	0,017	0,020
	Piedra seleccionada, sobre mortero	0,017	0,020	0,024
	Mampostería de piedra cementada, recubierta	0,016	0,020	0,024
	Mampostería de piedra cementada	0,020	0,025	0,030
	Piedra suelta en riprap	0,029	0,030	0,035
e)	Fondo de gravas conados de:			
	Concreto encofrado	0,017	0,020	0,025
	Piedra seleccionada, sobre mortero	0,020	0,023	0,026
	Piedra suelta en riprap	0,023	0,033	0,036

Tabla B.1: Valores comúnmente usados para el coeficiente de rugosidad de Manning [$M^{1/3}s^{-1}$], para canales y varios materiales. (Tomado de Chow, 1982). (Continuación).

Tipo de Cauce y Descripción	Mínimo	Normal	Máximo
f) Ladrillo			
Barnizada o lacada	0,011	0,013	0,015
En mortero de cemento	0,012	0,015	0,018
g) Mampostería			
Piedra partida cementada	0,017	0,025	0,030
Piedra suelta o riprap	0,023	0,032	0,035
h) Bloques de piedra labrados	0,013	0,015	0,017
i) Asfalto			
Liso	0,013	0,013	---
Rugoso	0,016	0,016	---
j) Revestimiento vegetal	0,030	0,000	0,500
C) Excavado o dragado			
a) En tierra, recto y uniforme	0,000	0,000	0,000
Limpio, recientemente terminado	0,016	0,018	0,020
Limpio, después de exposición a la intemperie	0,018	0,022	0,025
Con gravas, sección uniforme, limpio	0,022	0,025	0,030
Con pastos cortos, algunas malezas	0,022	0,027	0,033
b) En tierra, serpenteante y lento			
Sin vegetación	0,023	0,025	0,030
Pastos, algunas malezas	0,025	0,030	0,033
Malezas densas o plantas acuáticas en canales profundos	0,030	0,035	0,040
Fondo en tierra con piedras	0,028	0,030	0,035
Fondo pedregoso o bancas con maleza	0,025	0,035	0,040
Fondo con tantos rodados y lados limpios	0,030	0,040	0,050
c) Excavado con pala o dragado			
Sin vegetación	0,025	0,028	0,033
Matorrales ligeros en las bancas	0,035	0,050	0,060
d) Cortes en roca			
Lisos y uniformes	0,025	0,035	0,040
Afilados e irregulares	0,035	0,040	0,050
e) Canales sin mantenimiento, malezas y matorrales sin cortar			
Malezas densas, tan altas como la profundidad del flujo	0,050	0,080	0,120
Fondo limpio, matorrales en los lados	0,040	0,050	0,080
Igual, nivel máximo del flujo	0,045	0,070	0,110
Matorrales densos, nivel alto	0,080	0,100	0,140
D) Causas naturales menores (ancho superior al nivel de crecida menor que 30m)			
D1) Causas en planicie			
a) Limpio, recto, nivel lleno, sin fallas o pozos profundos	0,025	0,030	0,033
b) Igual que arriba pero más piedras y pastos	0,030	0,035	0,040

Tabla B.1: Valores comúnmente usados para el coeficiente de rugosidad de Manning [$M^{1/3}s^{-1}$], para canales y varios materiales. (Tomado de Chow, 1982). (Continuación).

Tipo de Cauce y Descripción	Mínimo	Normal	Máximo
c) Limpio, curvado, algunos pozos y bancos	0,033	0,040	0,045
d) Igual que arriba pero algunos pastos y piedras	0,035	0,045	0,050
e) Igual que arriba, niveles más bajos, pendiente y secciones más ineffectivas	0,040	0,048	0,055
f) Igual que d, pero más piedras	0,045	0,050	0,060
g) Tramos sucios, con pastos y pozos profundos	0,050	0,070	0,080
h) Tramos con muchos pastos, pozos profundos y recorridos de la crecida con mucha madera y arbustos bajos	0,075	0,100	0,150
D2) Causas de montaña, sin vegetación en el canal, laderas con pendientes usualmente pronunciadas, árboles y arbustos a lo largo de las laderas y sumergidos para niveles altos			
a) Fondo: grava, tanto rodado y algunas rocas	0,030	0,040	0,050
b) Fondo: tanto rodado y algunas rocas	0,040	0,050	0,070
E) Causas con planicie crecida			
a) Pastos, sin arbustos			
Pastos cortos	0,025	0,030	0,035
Pastos altos	0,030	0,035	0,050
b) Áreas cultivadas			
Sin cultivo	0,020	0,030	0,040
Cultivos maduros alineados	0,025	0,035	0,045
Campo de cultivos maduros	0,030	0,040	0,050
c) Arbustos			
Arbustos escasos, muchos pastos	0,035	0,050	0,070
Pequeños arbustos y árboles, en invierno	0,035	0,050	0,060
Pequeños arbustos y árboles, en verano	0,040	0,060	0,080
Arbustos medianos densos, en invierno	0,045	0,070	0,110
Arbustos medianos densos, en verano	0,070	0,100	0,160
d) Árboles			
Sauces densos, en verano y rectos	0,110	0,150	0,200
Tierra clara con ramas, sin brotes	0,030	0,040	0,050
Igual que arriba pero con gran crecimiento de brotes	0,050	0,060	0,080
Grupos grandes de madera, algunos árboles caídos, poco crecimiento inferior y nivel de inundación por debajo de las ramas	0,080	0,100	0,120
Igual que arriba, pero con el nivel de inundación alcanzando las ramas	0,100	0,120	0,160
F) Cursos de agua importantes (ancho superior al nivel de inundación mayor que 30m)			
a) Sección regular sin rocas y arbustos	0,025	---	0,060
b) Sección irregular y áspera	0,035	---	0,100

2. Conductividad hidráulica

Tabla B.2: Valores típicos de conductividad hidráulica (Tomado de Smith y Wheatcraft, 1993).

Tipo de material	Conductividad Hidráulica m/día
Arcillas	1,00E-06 -- 1,00E-02
Limos	1,00E-03 -- 1,00E+01
Arenas (finas a gruesas)	1,00E-01 -- 1,00E+04
Gravas	1,00E+03 -- 1,00E+06
Lutitas (matriz)	1,00E-07 -- 1,00E-03
Lutitas (fracturadas y degradadas)	1,00E-03 -- 1,00E+01
Areniscas (bien cementadas)	1,00E-04 -- 1,00E-01
Areniscas (friables)	1,00E-02 -- 1,00E+01
Sal	1,00E-09 -- 1,00E-07
Anhidrita	1,00E-06 -- 1,00E-05
Rocas ígneas y metamórficas sin fracturar	1,00E-08 -- 1,00E-04
Rocas ígneas y metamórficas fracturadas	1,00E-04 -- 1,00E+00

Fuente: Smith and Wheatcraft (1993)

La tabla indica el rango de valores comúnmente observado de la conductividad hidráulica para cada uno de los suelos sedimentarios y tipos de rocas. Estos valores no indican los valores límites y tampoco diferencian de valores obtenidos en laboratorio o in situ.

3. Coeficiente de almacenamiento

El coeficiente de almacenamiento es de gran importancia cuando se realiza simulaciones de flujo de agua subterránea. Se define como el volumen de agua liberada del almacenamiento por unidad de área del acuífero por unidad de descenso de la cabeza. Por lo tanto, a partir de su definición, este parámetro no tiene ninguna dimensión o poner en palabras más estrictas sus dimensiones son $[L^3 L^{-3}]$ (Domenico, 1972; Anderson y Woessner, 1992; Vázquez y col., 1999).

Cuando se trata de acuíferos no confinados, los modeladores suelen hacer referencia a el coeficiente de almacenamiento como el rendimiento específico (S_y). En la Tabla B.3 se muestran los rangos de valores de S_y que se pueden utilizar para estimar el coeficiente de almacenamiento de un acuífero no confinado (Morris y Johnson, 1967; Anderson y Woessner, 1992).

Al analizar los acuíferos confinados, se prefiere por lo general manejar el concepto de almacenamiento específico (S_s), en la Tabla B.4 se muestran los rangos de valores de S_s que se pueden utilizar para estimar el coeficiente de almacenamiento de un acuífero confinado (Morris y Johnson, 1967; Anderson y Woessner, 1992).

Tabla B.3: Rango de valores del Rendimiento Específico (Sy)

Material	Rango
Arenisca (fina)	0,02 -- 0,40
Arenisca (media)	0,12 -- 0,41
Limolita	0,01 -- 0,33
Arena (fina)	0,01 -- 0,46
Arena (media)	0,16 -- 0,46
Arena (gruesa)	0,18 -- 0,43
Grava (fina)	0,13 -- 0,40
Grava (media)	0,17 -- 0,44
Grava (gruesa)	0,13 -- 0,25
Limo	0,01 -- 0,39
Arcilla	0,01 -- 0,18
Caliza	0,00 -- 0,36
Loes	0,14 -- 0,22
Arena (terreada)	0,32 -- 0,47
Esquisto	0,22 -- 0,33
Toba	0,02 -- 0,47

Fuente: Morris y Johnson (1967); Anderson y Woessner (1992)

Tabla B.4: Rango de valores para el Almacenamiento Específico (Ss)

Material	Rango
Arcillas (plásticas)	2,00E-02 -- 2,60E-03
Arcillas (firmes)	2,60E-03 -- 1,30E-03
Arcillas (semiduras)	1,30E-03 -- 9,20E-04
Arena (suelta)	1,00E-03 -- 4,90E-04
Arena (densa)	2,00E-04 -- 1,30E-04
Grava/arena (densa)	1,00E-04 -- 4,90E-05
Roca (surcada/articulada)	6,90E-05 -- 3,30E-06

Fuente: Morris y Johnson (1967); Anderson y Woessner (1992)

Apéndice C

Resultados Adicionales de la Modelización

Este apéndice contiene la información de los resultados de la modelización no incluidos en el capítulo 4, así como la comparación de los resultados con los datos observados de caudal y niveles piezométricos, para las cuencas del Gete y del Jeker.

C.1. Calibración del modelo de la cuenca del Gete en función de los niveles piezométricos observados

En el capítulo 4 se mostraron los resultados de los piezómetros más representativos de la cuenca del Gete, en la Fig. C.1 se muestran los resultados de los niveles piezométricos de los piezómetros de la cuenca del Gete no incluidos en los resultados del capítulo 4.

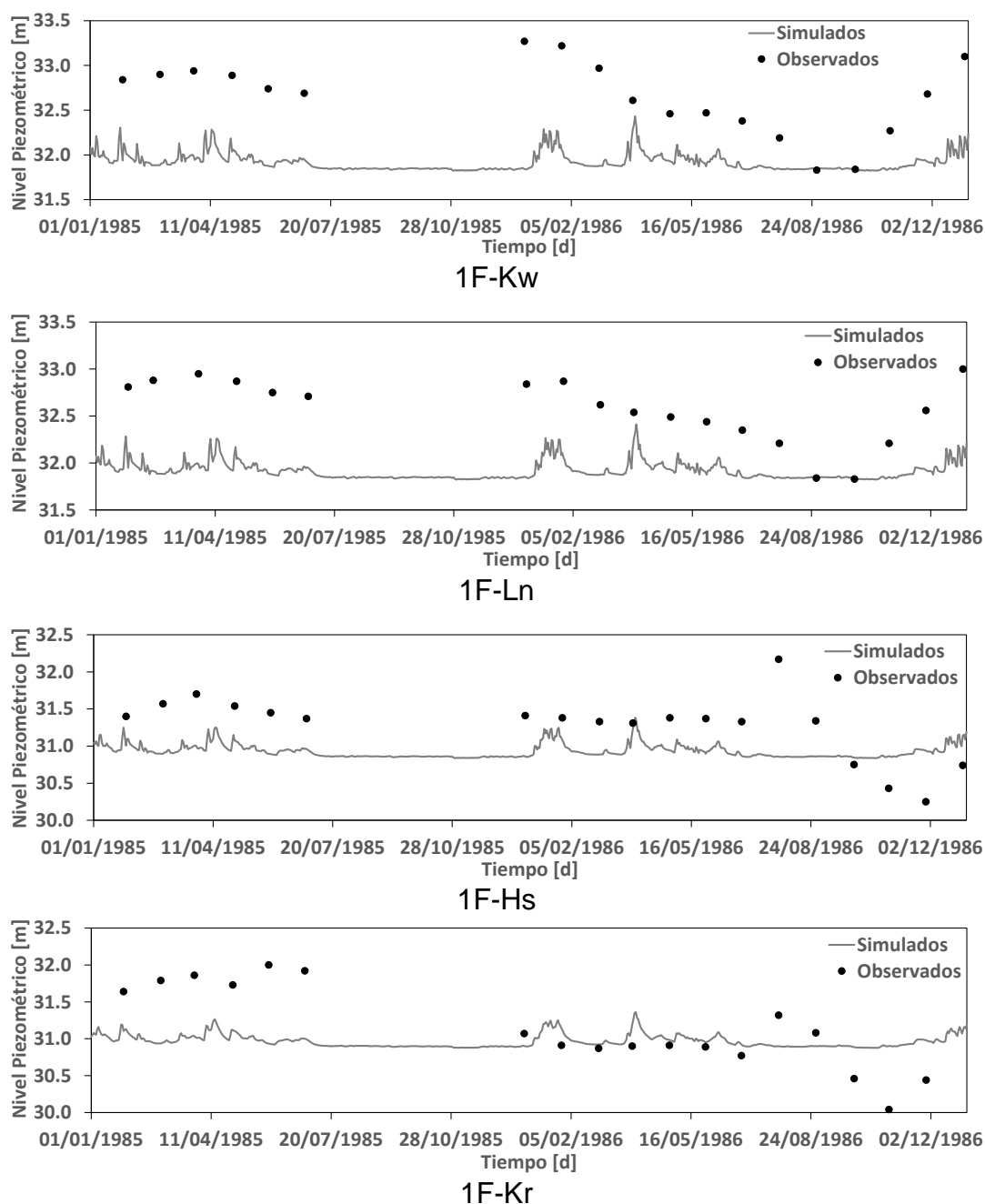


Figura C.1: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de calibración (cuenca del Gete).

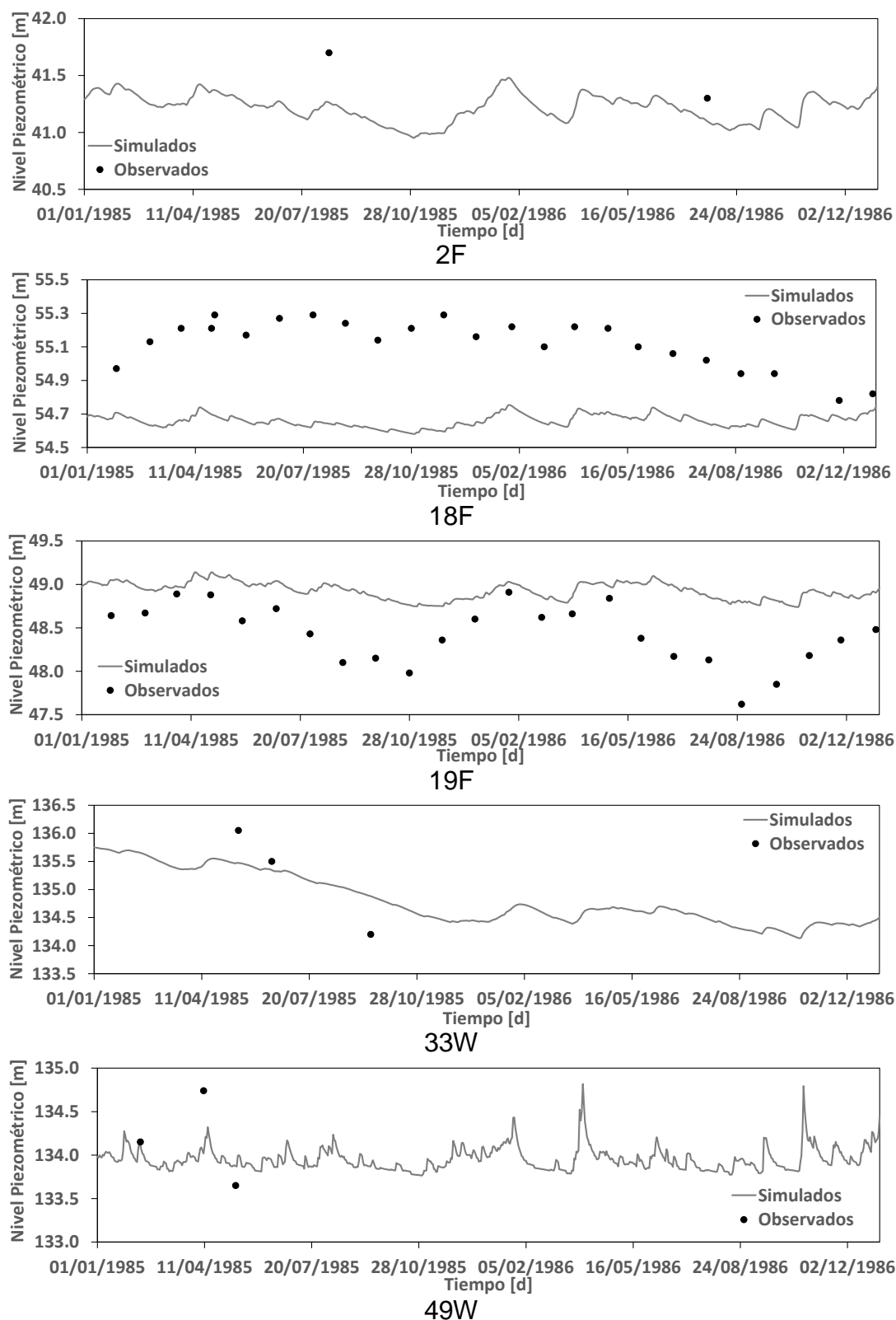


Figura C.1: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de calibración (cuenca del Gete). (Continuación).

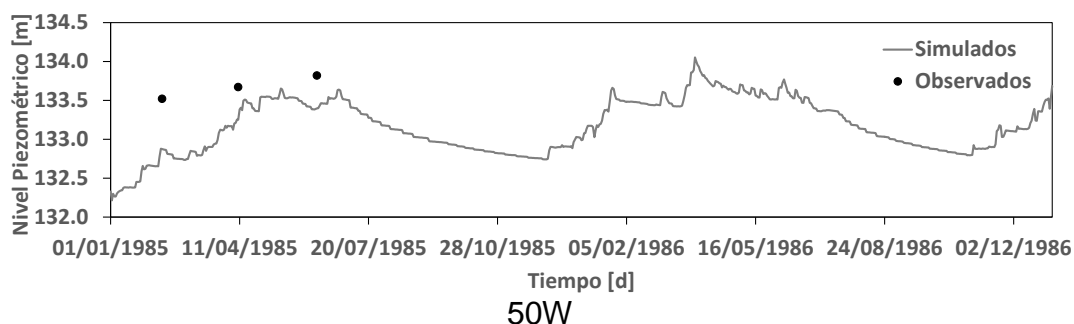


Figura C.1: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de calibración (cuenca del Gete). (Continuación).

El piezómetro 1-F que tiene varias camisas cubriendo cuatro de las cinco capas geológicas de la región muestra resultados similares en cada una de ellas, estos resultados muestran una tendencia lineal con presencia de picos, que no siguen la tendencia curva de los niveles observados y llegan a tener una sobrestimación no mayor a un metro en el caso más desfavorable, esta tendencia curva se atenúa en las dos camisas más profundas, donde se llega a tener secciones planas que corresponden a plenitud con los niveles simulados. El piezómetro más cercano a 1-F es 2-F en el que se puede observar de igual manera una subestimación, en este caso no tan alta, únicamente de cuarenta centímetros, no se puede estimar si sigue una tendencia adecuada debido a la carencia de datos observados.

Los piezómetros 18-F y 19-F muestran una tendencia oscilatoria, con ondas menos pronunciadas a la de los valores observados, en el primero se llega a observar una sobrestimación de hasta sesenta centímetros, mientras en el segundo se observa una subestimación de hasta un metro. En 49-W y 50-W no se puede ver un seguimiento de tendencia, apenas se puede observar correspondencia en un pico subestimado en 49-W y un ascenso de nivel algo más alto respecto al visible en el observado en 50-W, en ambos casos no se tiene un error mayor a un metro.

C.2. Calibración del modelo de la cuenca del Jeker en función de los niveles piezométricos observados

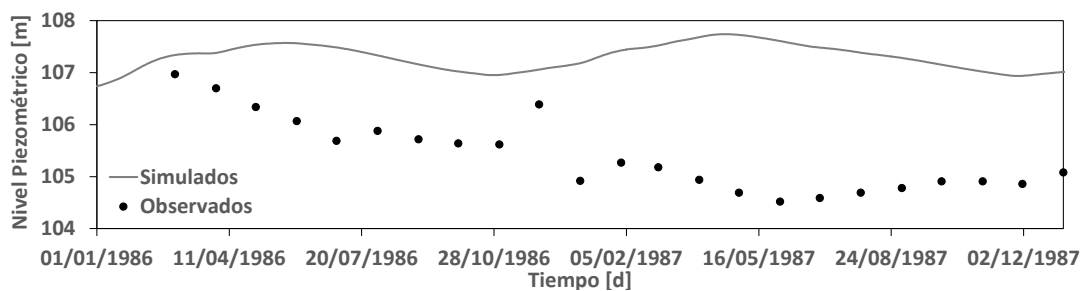
De igual manera que en la cuenca del Gete, en el capítulo 4 se muestran sólo los resultados de los piezómetros más representativos de la cuenca del Jeker, en la Fig. C.2 se muestran los resultados de los niveles piezométricos de los piezómetros de la cuenca no incluidos en los resultados del capítulo 4.

Los resultados de la calibración de los niveles piezométricos y sus respectivos valores observados se muestran en la Fig. 4.6. Al igual que en la cuenca del Gete no se obtienen resultados exactos, a pesar de obtenerse tendencias parecidas estas están sobrestimadas, desfasadas, o con una oscilación diferente. Esto ocasiona que lleguen a darse errores de hasta tres metros entre niveles observados y simulados. De igual manera que en la cuenca del Gete, los errores y tendencias son similares entre grupos dependiendo de su ubicación.

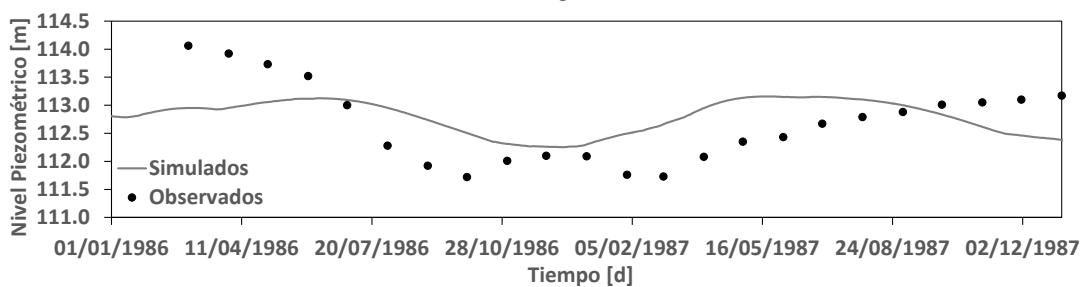
En el piezómetro F16, se puede apreciar un claro desfase. Además se tiene una sobreestimación con respecto a los valores observados, que provoca en este piezómetro un error de hasta tres metros. En F12 y F13 se observa un error igual de grande debido a una tendencia de ondas más cortas y planas en los niveles simulados que difiere de los niveles observados que tienen ondas más amplias provocando errores en las fechas iniciales y finales de simulación en el caso de F12 y en la sección intermedia en el caso de

F13. Se presume que la causa del error tan grande en estos cuatro piezómetros es la cercanía que tienen con la zona de túneles subterráneos.

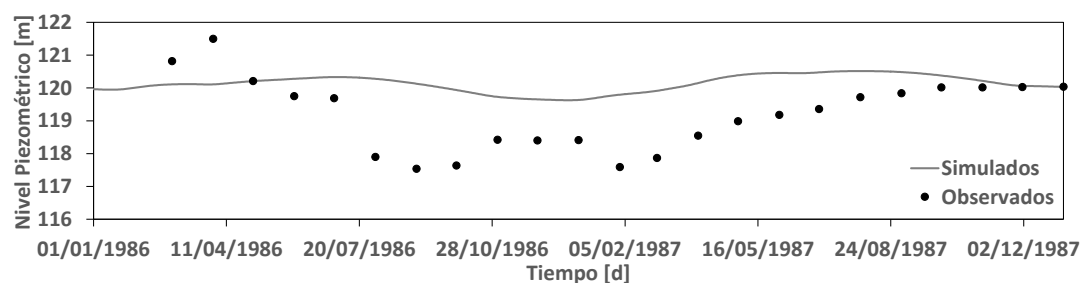
DON32 y VIE44 tienen niveles con tendencia similar a la observada, con un desfase y una sobrestimación que provocan un desnivel de hasta un metro y medio, mientras que WALL66 presenta una tendencia similar, pero con un desfase de un mes entre niveles simulados y observados, este error es más evidente en los primeros meses del primer año. En CHAP77 se puede observar una subestimación de hasta dos metros en su primer año, que se reduce a medida que avanza la simulación, a la vez que adopta una ondulación similar.



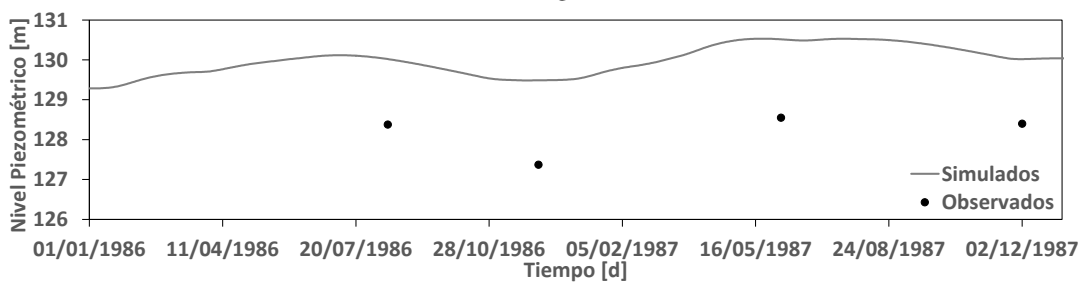
F16



F12



F13



DON32

Figura C.2: Niveles piezométricos observados y simulados en el período de calibración (cuenca del Jeker).

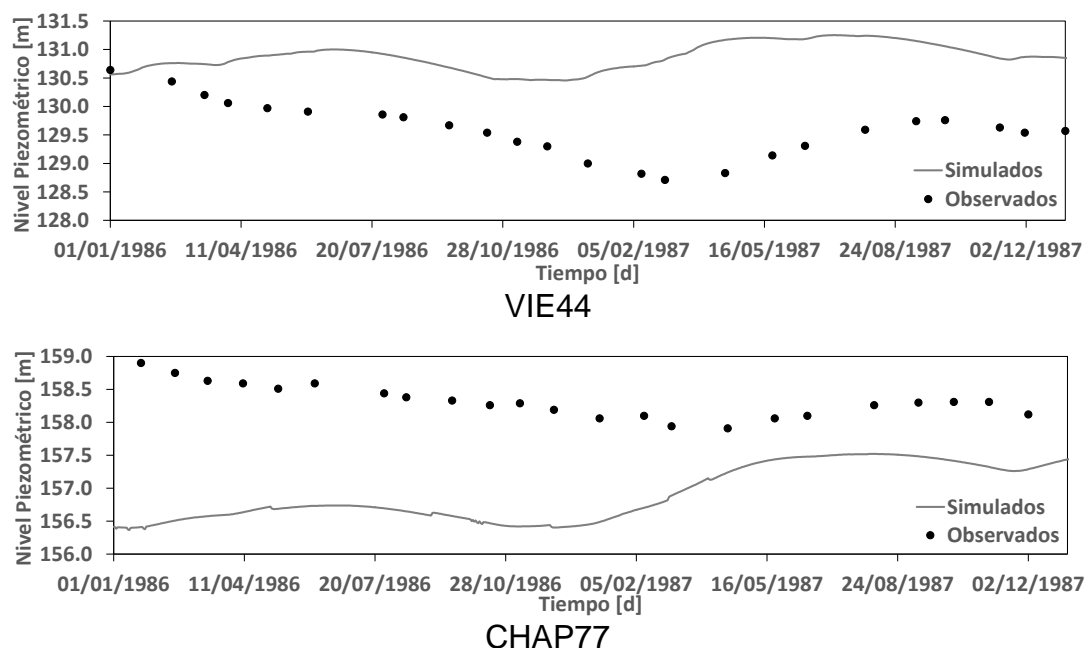


Figura C.2: Niveles piezométricos observados y simulados en el período de calibración (cuenca del Jeker). (Continuación).

C.3. Validación del modelo de la cuenca del Gete en función de los niveles piezométricos observados

Los resultados de los niveles piezométricos en el período de validación de los piezómetros no incluidos en el capítulo 4 se observan en la Fig. C.3. Se puede apreciar que los niveles siguen una tendencia similar a la que se pudo observar en el periodo de calibración, con un margen de error ligeramente más amplio, pero con un comportamiento similar, es decir, teniendo una variación de nivel y tendencia en grupos en función de su ubicación geográfica.

El piezómetro 1F, en todas sus camisas presenta niveles simulados cercanos a los observados pero con una tendencia totalmente diferente; mientras los niveles observados muestran una evidente oscilación de nivel. Los niveles simulados tienen una tendencia plana, con presencia de picos de pequeños que se atenúan según la profundidad de la camisa. En las dos últimas capas, se puede ver además una sobrestimación del nivel. Se puede ver en general que en las zonas de mayor error se encuentran donde no se simula la oscilación de los niveles reales. El error es de aproximadamente un metro, pero en unos pocos puntos observados este error se extiende hasta dos metros y medio.

En 2F se puede observar en el primer año de los niveles observados la presencia de un descenso y posterior ascenso de nivel, que no sigue los niveles simulados, en los años siguientes no se registra otra variación de nivel similar y se ve un buen seguimiento de los niveles simulados, aunque esto no es del todo sertero pues no se tienen suficientes datos observados como para confirmar la tendencia real.

En 18F y 19F se tienen niveles simulados apenas curvados, que no concuerda con los observados que presentan mayores oscilaciones. Los valores coincidentes se encuentran en los niveles observados más altos provocando una sobreestimación en el resto del nivel, esto es más evidente en 19F donde se observa un error de casi dos metros; en 18F el error máximo es inferior a un metro. 33W no presenta un mayor error entre nivel observado y

simulado, se evidencia un descenso de nivel en ambos, pero con mayor pendiente en el nivel observado.

49W y 50W no presentan mayor error, pero no se tiene un seguimiento adecuado de la tendencia observada por falta de información de los valores observados.

La Fig. C.4 muestra los niveles piezométricos observados y simulados en tres piezómetros no incluidos en el proceso de calibración y que no se muestran en el capítulo 4. Estos piezómetros son utilizados para la validación espacial de la cuenca y se ubican cerca de los diferentes grupos de piezómetros utilizados en la calibración, algunos muy próximos a otros piezómetros como es el caso de 3F que se encuentra muy cercano al pozo de calibración 2F, que al igual que este tiene una tendencia relativamente plana que coincide con varios niveles observados, pero que de igual manera deja de lado un descenso de nivel en el primero año de validación, algo que también se vio en 2F.

El piezómetro 40W está muy próximo 42W por lo cual tienen una tendencia muy similar, siendo 40W un poco más oscilado a pesar de tener una serie de picos pero manteniendo un nivel similar al de los datos observados. 44W presenta una oscilación mucho mayor a la que se ve en la serie observada, provocando un error máximo de un metro.

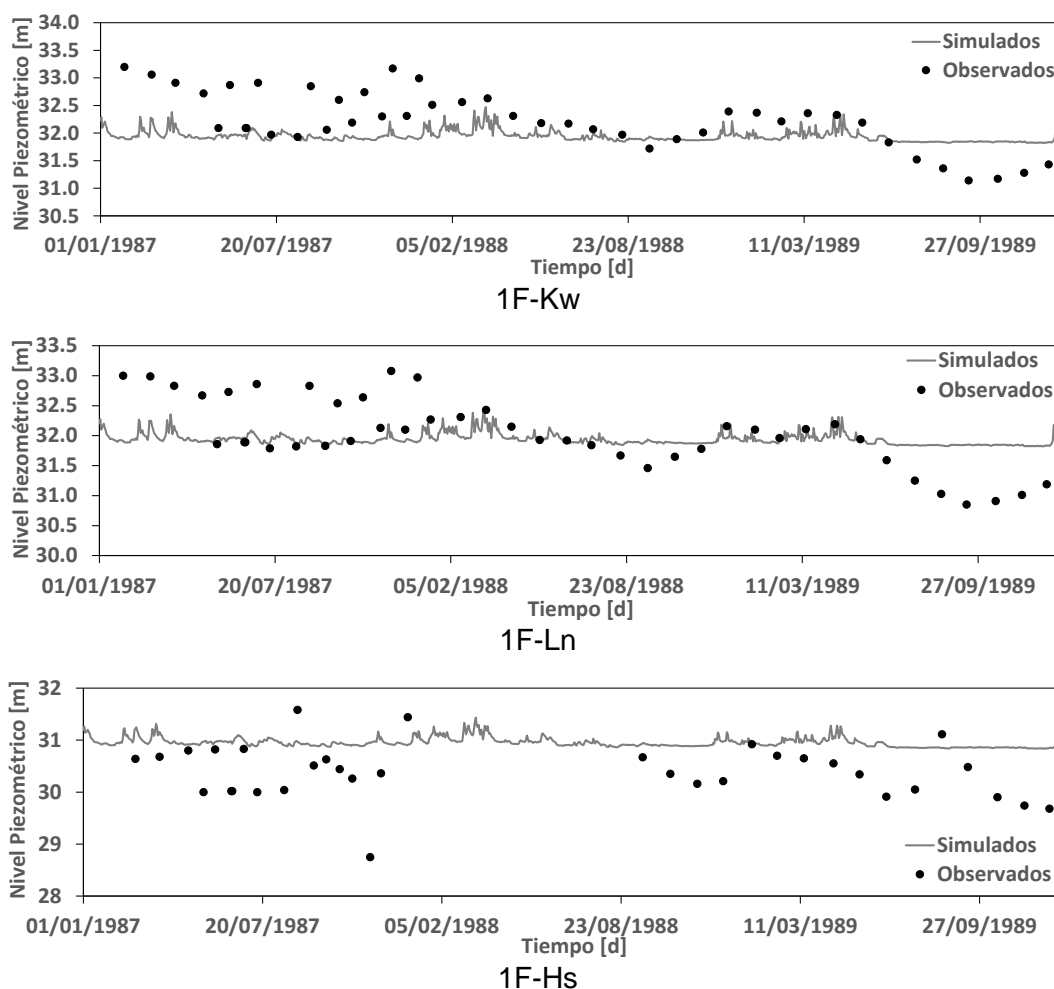


Figura C.3: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación (cuenca del Gete).

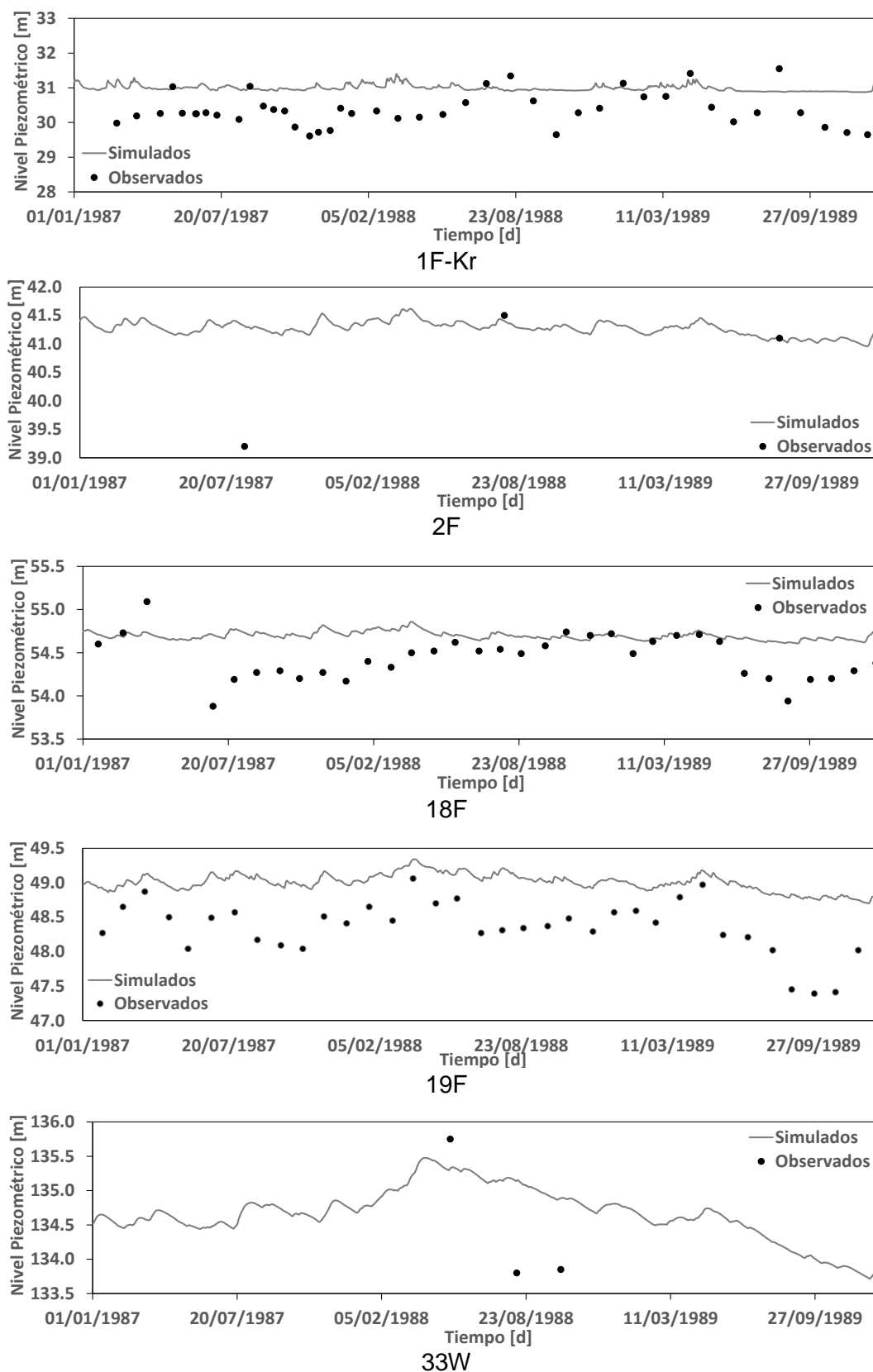


Figura C.3: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación (cuenca del Gete). (Continuación).

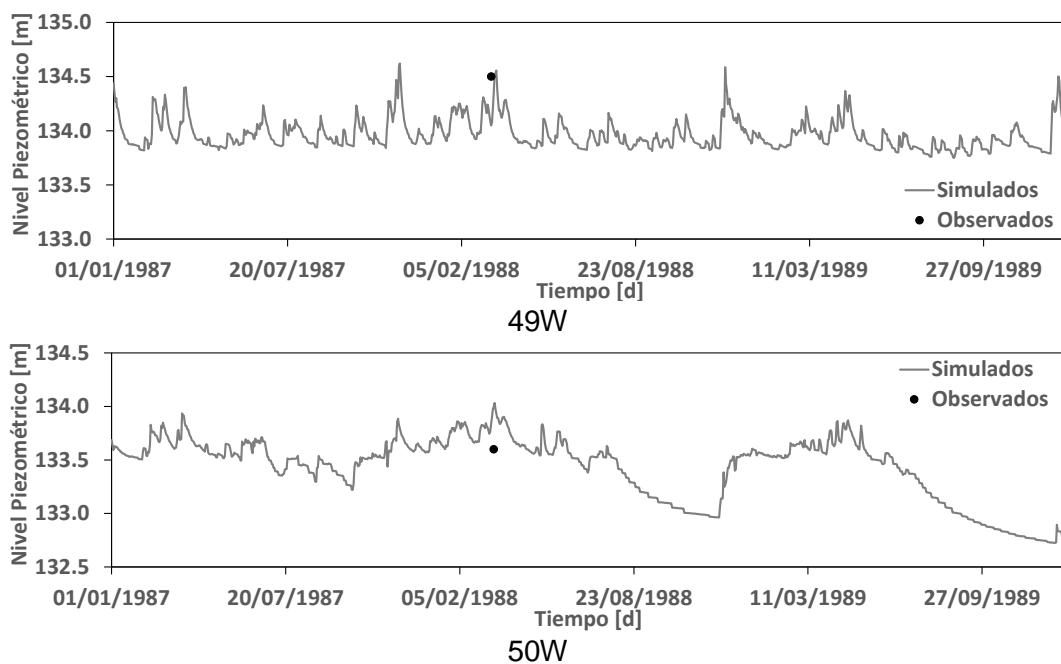


Figura C.3: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación (cuenca del Gete). (Continuación).

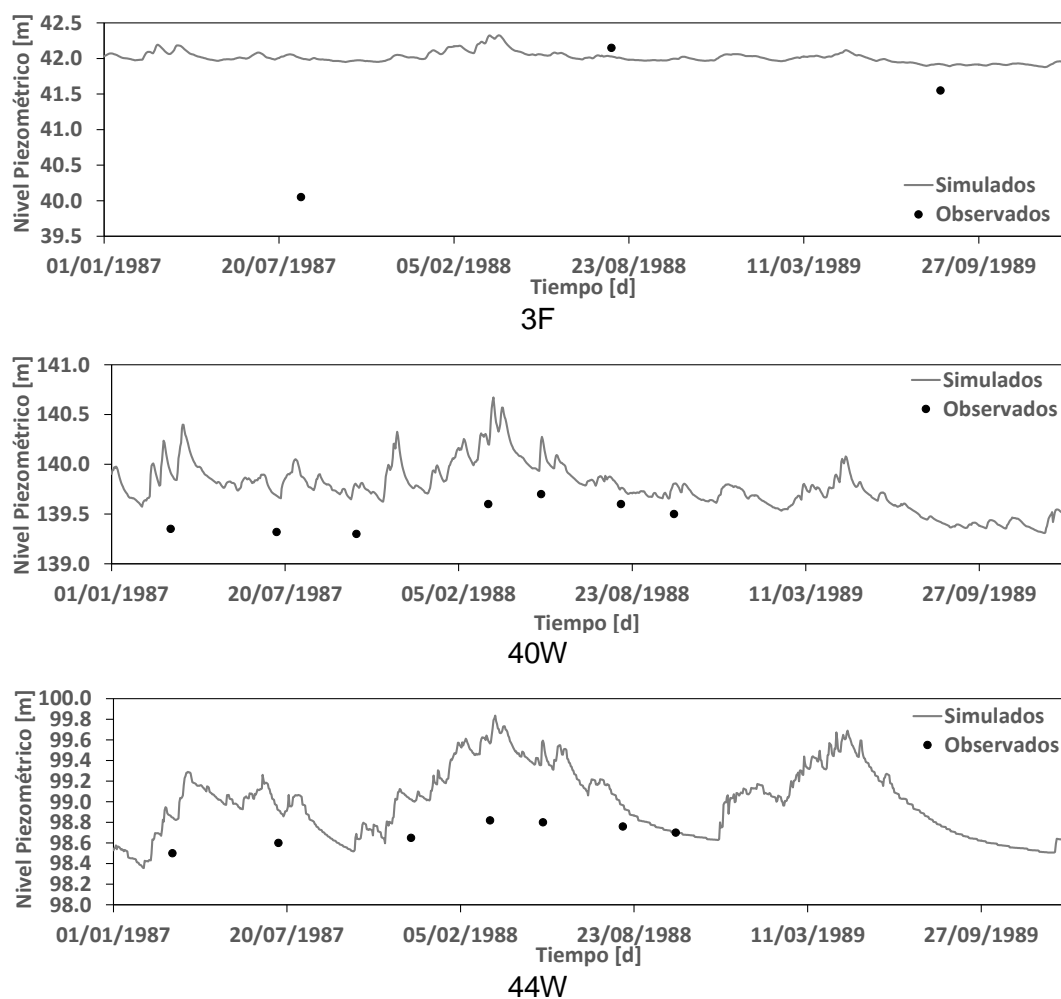


Figura C.4: Niveles piezométricos observados y simulados en la validación espacial del flujo subterráneo (cuenca del Gete).

C.4. Validación del modelo de la cuenca del Jeker en función de los niveles piezométricos observados

La Fig. C.5 muestra los resultados de la simulación de los niveles piezométricos de la cuenca del Jeker y sus respectivos niveles observados en el periodo de validación de los piezómetros no incluidos en el capítulo 4. Estos resultados son muy parecidos en comparación con los vistos en el periodo de calibración, presentándose los mismos errores; sobrestimación, desfase y oscilaciones más cortas con respecto los niveles observados. Y de igual manera estos se presentan según su ubicación geográfica.

F16 tiene una oscilación parecida a la de F29, pero diferente en los niveles observados, que muestran una tendencia en forma de una oscilación grande. Algo similar se observa en F12, con la diferencia de que en este piezómetro los niveles están subestimados.

F13, DON32 Y VIE44 que están ubicados algo próximos entre si y cerca a los canales subterráneos presentan tendencias similares, con oscilaciones leves que coinciden con las observadas o están un poco subestimadas, pero que no detectan una caída de nivel en los últimos meses de simulación. CHAP77 presenta una buena tendencia respecto a la observada, con problemas similares, pero en este el desfase es más evidente

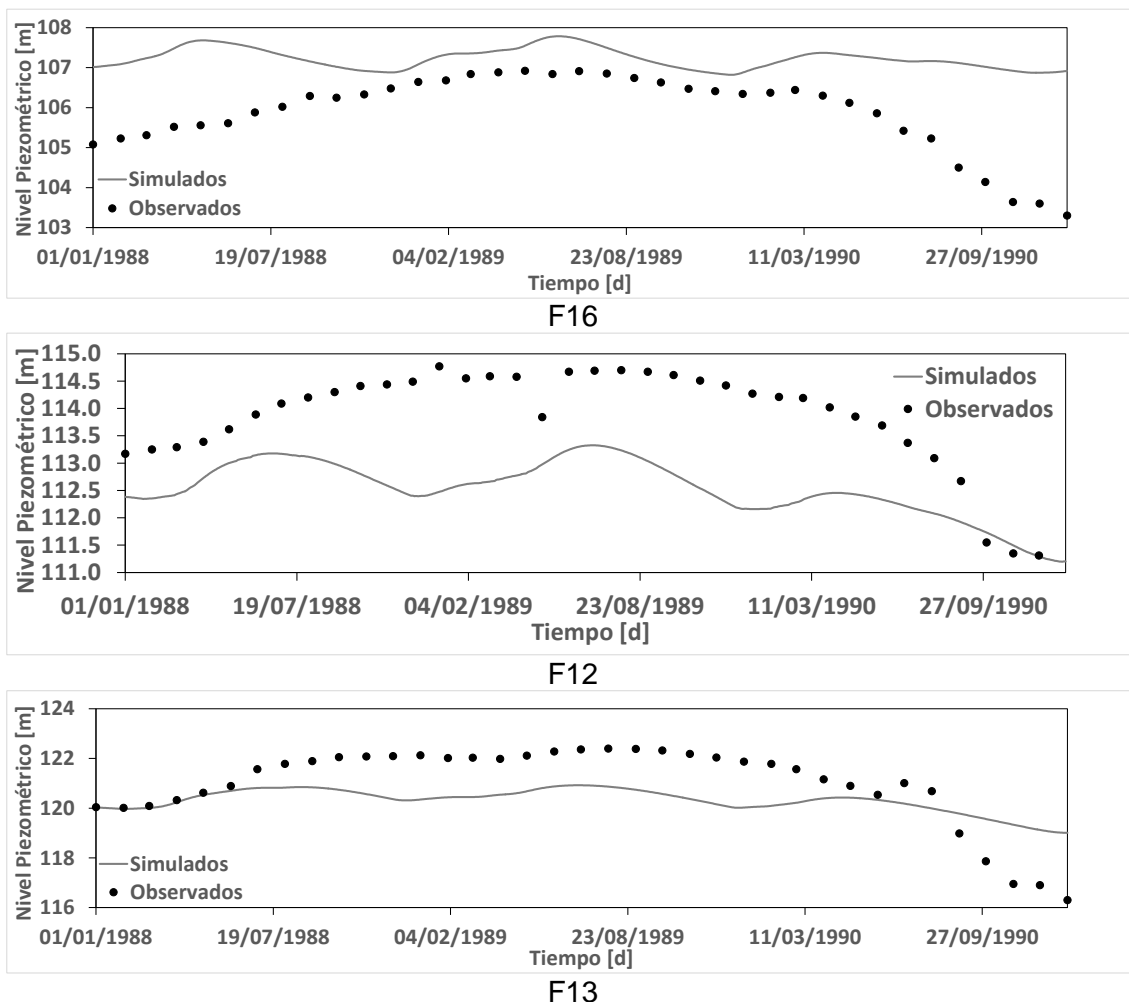


Figura C.5: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación (cuenca del Jeker).

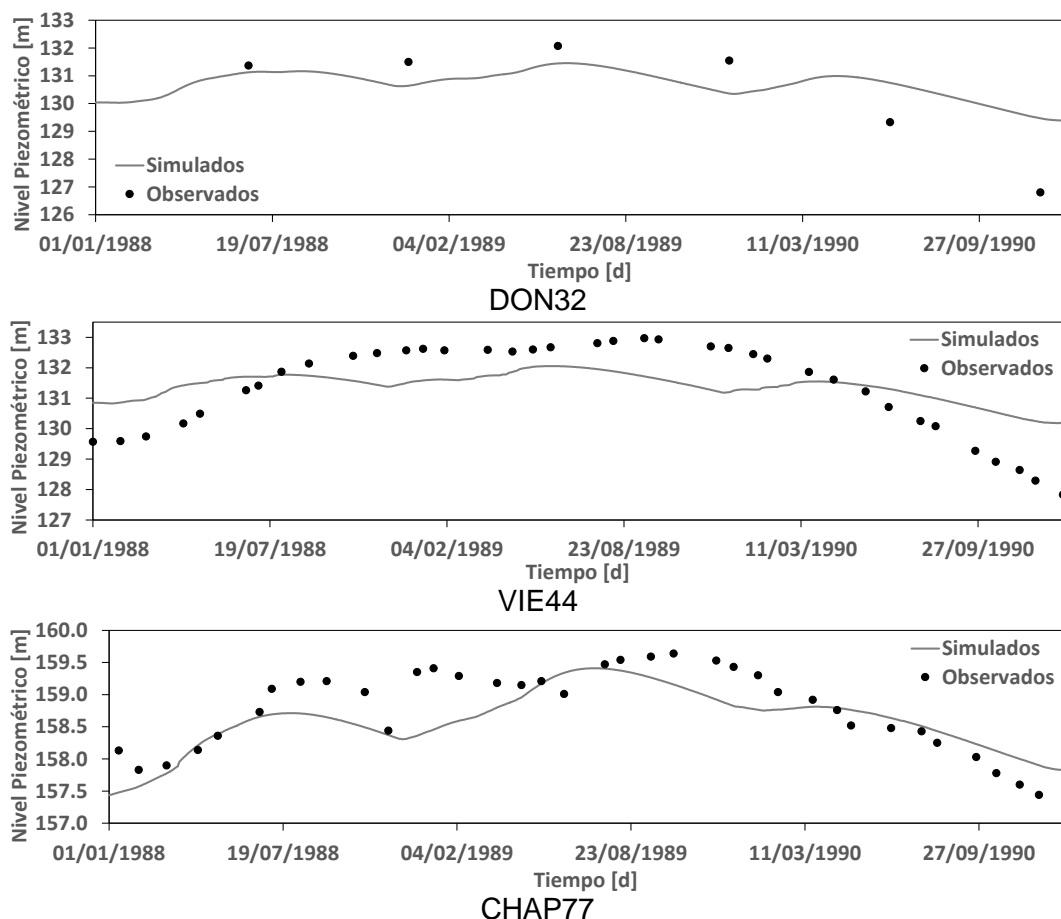


Figura C.5: Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación (cuenca del Jeker). (Continuación).

En la Fig. C.6 se puede ver los niveles de los piezómetros utilizados para la validación espacial de la cuenca y no incluidos en los resultados del capítulo 4. Estos se encuentran próximos a varios de los piezómetros utilizados en el periodo de calibración. F27 se encuentra al norte de la cuenca, muy cercano a la zona cavernosa, con una conductividad artificial muy alta; donde se ve una tendencia descendiente notoria en el último año de simulación, mientras en el primero existe un buen seguimiento de tendencia, salvo un descenso de nivel no tan pronunciado en los últimos meses de simulación.

F22 se encuentra muy cercano al contorno de la cuenca y a los piezómetros de calibración BIE042 y JEN84 que tienen un buen seguimiento de nivel, salvo el primer trimestre del último año, donde ambos presentan un ascenso de nivel no acorde con los niveles observados, que genera una sobrestimación en los últimos meses de simulación, a pesar de ello, se observa en estos meses un descenso de nivel con una pendiente similar en los datos simulados con respecto a los observados.

El piezómetro F7 tiene una tendencia casi plana, con ondulaciones muy débiles, contrarias a las observadas en los niveles simulados, algo muy parecido a lo visto en los piezómetros de calibración cercanos a este como DON32 y VIE44. REM11 tiene una buena aproximación de tendencia al inicio y final de la simulación, pero en los meses intermedios se ven descensos de nivel más pronunciados a los vistos en los niveles observados, que le dan una forma gradual al nivel simulado, que difiere de la tendencia de oscilación general vista en los niveles observados en esta estación.

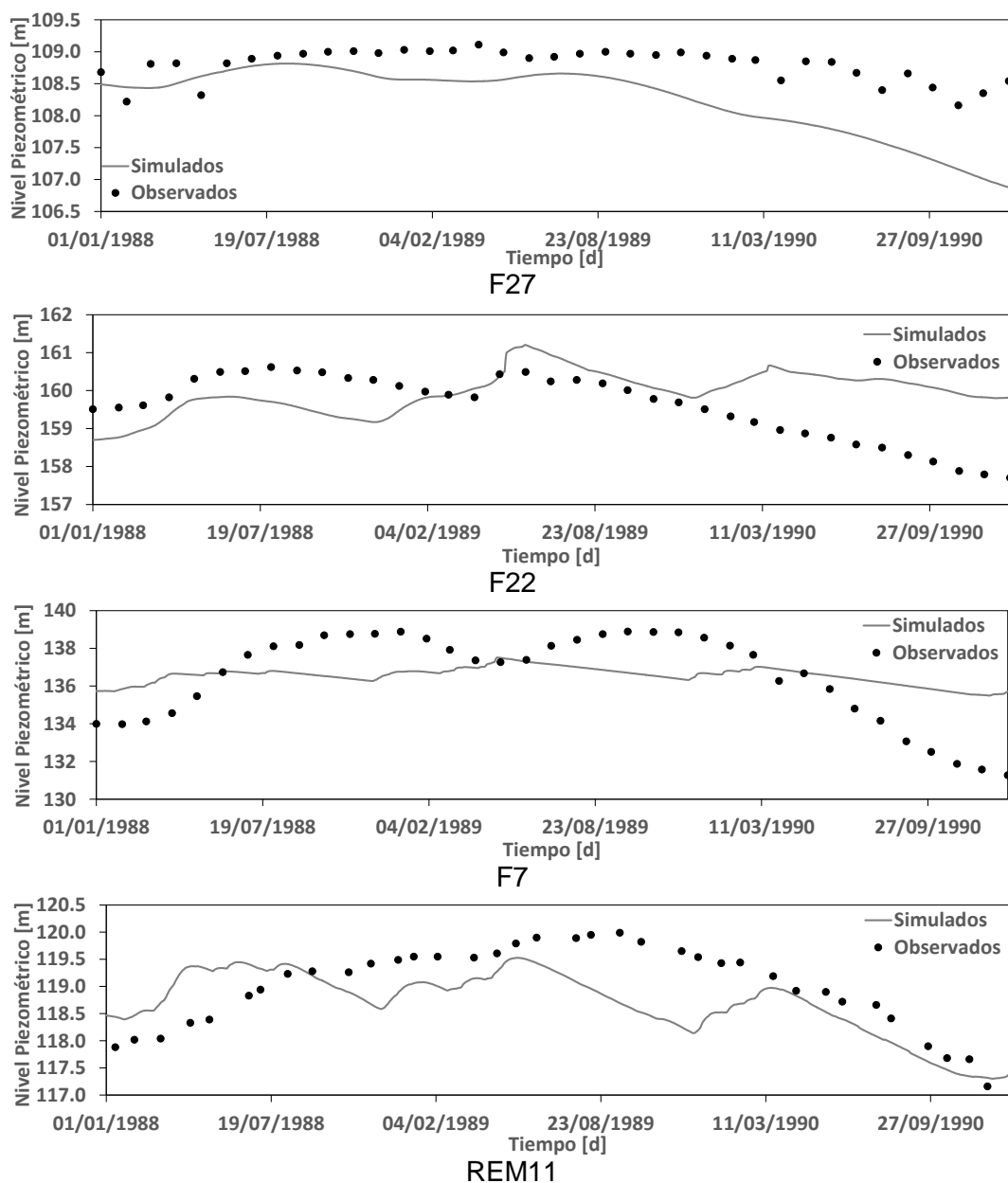


Figura C.6: Niveles piezométricos observados y simulados en la validación espacial del flujo subterráneo (cuenca del Jeker).

Apéndice D

Resultados Adicionales del Análisis de Sensibilidad

En esta sección se muestra los resultados adicionales del análisis de sensibilidad de las cuencas del Gete y del Jeker, como por ejemplo, el cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación de los parámetros. Además se incluye resultados del cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) en función del cambio de parámetro.

Tabla D.1: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor del nivel de drenaje (cuenca del Gete).

i	θ	EF_{G1}	EF_{G2}	EF_{M1}	EF_{M2}	EF_{B1}	EF_{B2}	EF_{P}
0.00	-1.00	0.44	0.50	0.17	0.23	0.02	-0.03	0.34
1.00	-0.90	0.51	0.47	0.16	0.31	0.06	-0.24	0.35
2.00	-0.80	0.22	0.44	0.13	0.24	0.09	-0.35	0.24
3.00	-0.70	-0.23	0.41	0.12	0.10	0.11	-0.48	0.07
4.00	-0.50	-1.67	0.33	0.06	-0.37	0.14	-0.77	-0.48
5.00	-0.25	-3.51	0.22	-0.03	-0.99	0.19	-1.17	-1.19
6.00	-0.10	-3.95	0.21	-0.05	-1.17	0.17	-1.28	-1.36
7.00	-1.10	0.43	0.52	0.15	0.25	-0.04	-0.08	0.34
8.00	-1.25	-0.25	0.53	0.06	0.02	-0.17	-0.02	0.09
9.00	-1.50	-2.62	0.53	-0.26	-0.79	-0.48	-0.02	-0.81
10.00	-2.00	-12.75	0.30	-1.54	-4.21	-1.50	-0.52	-4.70

Leyenda: EF_2 =Coeficiente de eficiencia, G1=Primer piezómetro con buenas predicciones (42W). G2=Segundo piezómetro con buenas predicciones (33W), M1=Primer piezómetro con predicciones medias (46W), M2=Segundo piezómetro con predicciones medias (40W), B1=Primer piezómetro con predicciones malas (37W), B2=Segundo piezómetro con predicciones malas (3F), EF_{2p} =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla D.2: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del tiempo de retención (cuenca del Gete).

i	θ	$EF2_{G1}$	$EF2_{G2}$	$EF2_{M1}$	$EF2_{M2}$	$EF2_{B1}$	$EF2_{B2}$	$EF2_p$
0	1.00E-07	0.44	0.50	0.17	0.23	0.02	-0.03	0.34
1	9.00E-08	0.57	0.48	0.21	0.33	0.05	-0.18	0.39
2	8.00E-08	0.60	0.47	0.21	0.33	0.07	-0.21	0.39
3	7.00E-08	0.57	0.47	0.24	0.33	0.10	-0.25	0.39
4	5.00E-08	0.09	0.43	0.28	0.29	0.16	-0.38	0.23
5	2.50E-08	-1.85	0.34	0.30	-0.24	0.29	-0.71	-0.47
6	1.00E-08	-3.27	0.24	0.20	-0.82	0.30	-1.09	-1.04
7	1.10E-07	0.53	0.50	0.15	0.31	0.00	-0.14	0.37
8	1.25E-07	0.43	0.52	0.13	0.29	-0.21	-0.11	0.33
9	1.50E-07	0.29	0.52	0.10	0.25	-0.04	-0.09	0.29
10	2.00E-07	0.00	0.53	0.08	0.18	-0.09	-0.06	0.19
11	5.00E-07	-0.88	0.53	0.01	-0.05	-0.16	-0.02	-0.12
12	1.00E-06	-1.26	0.53	0.00	-0.17	-0.20	-0.01	-0.26

Leyenda: $EF2$ =Coeficiente de eficiencia, $G1$ =Primer piezómetro con buenas predicciones (42W). $G2$ =Segundo piezómetro con buenas predicciones (33W), $M1$ =Primer piezómetro con predicciones medias (46W), $M2$ =Segundo piezómetro con predicciones medias (40W), $B1$ =Primer piezómetro con predicciones malas (37W), $B2$ =Segundo piezómetro con predicciones malas (3F), $EF2_p$ =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla D.3: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor de la conductividad hidráulica de la capa Landenian (cuenca del Gete).

i	θ	$EF2_{G1}$	$EF2_{G2}$	$EF2_{M1}$	$EF2_{M2}$	$EF2_{B1}$	$EF2_{B2}$	$EF2_p$
0	1.12E-04	0.44	0.50	0.17	0.23	0.02	-0.03	0.34
1	1.01E-04	0.56	0.47	0.17	0.32	0.02	-0.11	0.38
2	8.96E-05	0.53	0.45	0.19	0.32	0.02	-0.08	0.37
3	7.84E-05	0.51	0.42	0.17	0.32	0.02	-0.05	0.35
4	5.60E-05	0.42	0.35	0.17	0.32	0.01	-0.03	0.30
5	2.80E-05	0.30	0.19	0.17	0.32	0.00	-0.06	0.22
6	1.12E-05	0.17	0.10	0.16	0.32	0.00	-0.69	0.12
7	1.23E-04	0.58	0.53	0.16	0.32	0.02	-0.21	0.39
8	1.40E-04	0.58	0.54	0.18	0.32	0.03	-0.26	0.40
9	1.68E-04	0.58	0.55	0.19	0.33	0.03	-0.41	0.40
10	2.24E-04	0.59	0.49	0.21	0.32	0.05	-0.72	0.37
11	5.60E-04	0.58	-1.85	-3.26	0.32	0.07	-3.15	-0.98
12	1.12E-03	0.67	-11.45	-12.30	0.32	0.09	-7.26	-5.39

Leyenda: $EF2$ =Coeficiente de eficiencia, $G1$ =Primer piezómetro con buenas predicciones (42W). $G2$ =Segundo piezómetro con buenas predicciones (33W), $M1$ =Primer piezómetro con predicciones medias (46W), $M2$ =Segundo piezómetro con predicciones medias (40W), $B1$ =Primer piezómetro con predicciones malas (37W), $B2$ =Segundo piezómetro con predicciones malas (3F), $EF2_p$ =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla D.4: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor del nivel de drenaje (cuenca del Jeker).

i	θ	$EF2_{G1}$	$EF2_{G2}$	$EF2_{M1}$	$EF2_{M2}$	$EF2_{B1}$	$EF2_{B2}$	$EF2_P$
0	-0.35	0.41	0.40	0.27	0.19	0.02	0.04	0.33
1	-0.32	0.42	0.46	0.29	0.20	0.02	0.01	0.34
2	-0.28	0.42	0.46	0.29	0.20	0.02	0.01	0.34
3	-0.25	0.42	0.46	0.29	0.20	0.02	0.01	0.34
4	-0.18	0.42	0.46	0.29	0.20	0.02	0.01	0.34
5	-0.09	0.41	0.46	0.31	0.21	0.02	0.01	0.34
6	-0.04	0.41	0.45	0.33	0.22	0.01	0.01	0.35
7	-0.39	0.42	0.46	0.29	0.19	0.02	0.01	0.34
8	-0.44	0.42	0.46	0.29	0.19	0.02	0.01	0.34
9	-0.53	0.42	0.46	0.28	0.19	0.02	0.01	0.34
10	-0.70	0.42	0.46	0.28	0.18	0.02	0.01	0.34

Leyenda: $EF2$ =Coeficiente de eficiencia, $G1$ =Primer piezómetro con buenas predicciones (F14), $G2$ =Segundo piezómetro con buenas predicciones (WALL66), $M1$ =Primer piezómetro con predicciones medias (Jen84), $M2$ =Segundo piezómetro con predicciones medias (F12), $B1$ =Primer piezómetro con predicciones malas (BIE042), $B2$ =Segundo piezómetro con predicciones malas (DON32), $EF2_P$ =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla D.5: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor del tiempo de retención (cuenca del Jeker).

i	θ	$EF2_{G1}$	$EF2_{G2}$	$EF2_{M1}$	$EF2_{M2}$	$EF2_{B1}$	$EF2_{B2}$	$EF2_P$
0	9.60E-08	0.41	0.40	0.27	0.19	0.02	0.04	0.33
1	8.64E-08	0.42	0.46	0.29	0.20	0.02	0.01	0.34
2	7.68E-08	0.42	0.46	0.28	0.20	0.02	0.01	0.34
3	6.72E-08	0.42	0.46	0.28	0.20	0.02	0.01	0.34
4	4.80E-08	0.42	0.46	0.29	0.20	0.02	0.01	0.34
5	2.40E-08	0.42	0.46	0.30	0.21	0.02	0.01	0.34
6	9.60E-09	0.41	0.45	0.33	0.22	0.01	0.01	0.35
7	1.06E-07	0.42	0.46	0.29	0.19	0.02	0.01	0.34
8	1.20E-07	0.42	0.46	0.29	0.19	0.02	0.01	0.34
9	1.44E-07	0.42	0.46	0.28	0.19	0.02	0.01	0.34
10	1.92E-07	0.42	0.46	0.29	0.19	0.02	0.01	0.34
11	4.80E-07	0.41	0.45	0.27	0.17	0.02	0.01	0.33
12	9.60E-07	0.42	0.46	0.27	0.17	0.02	0.01	0.33

Leyenda: $EF2$ =Coeficiente de eficiencia, $G1$ =Primer piezómetro con buenas predicciones (F14), $G2$ =Segundo piezómetro con buenas predicciones (WALL66), $M1$ =Primer piezómetro con predicciones medias (Jen84), $M2$ =Segundo piezómetro con predicciones medias (F12), $B1$ =Primer piezómetro con predicciones malas (BIE042), $B2$ =Segundo piezómetro con predicciones malas (DON32), $EF2_P$ =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla D.6: Cálculo del valor del índice EF_2 asociado a los piezómetros en función de la variación del valor de la conductividad hidráulica de la capa Compacted Cretaceous Chalk (del Jeker).

i	θ	EF_{2G1}	EF_{2G2}	EF_{2M1}	EF_{2M2}	EF_{2B1}	EF_{2B2}	EF_{2P}
0.00	0.00	0.41	0.40	0.27	0.19	0.02	0.14	0.33
1.00	0.00	-0.38	-0.42	0.43	0.31	-1.44	-0.09	-0.24
2.00	0.00	-4.19	-4.61	0.17	0.12	-4.33	-1.37	-2.89
3.00	0.00	-11.90	-13.08	-0.67	-0.47	-8.91	-3.97	-8.23
4.00	0.00	-43.98	-48.37	-5.09	-3.53	-25.97	-14.86	-30.51
5.00	0.00	-145.92	-160.48	-21.41	-14.73	-77.67	-49.62	-101.74
6.00	0.00	-259.97	-285.91	-42.72	-29.07	-126.72	-88.68	-181.47
7.00	0.00	-1.37	-1.51	-0.22	-0.15	0.54	-0.47	-0.83
8.00	0.00	-7.98	-8.77	-1.49	-0.99	0.15	-2.73	-5.22
9.00	0.00	-22.26	-24.48	-2.65	-1.74	-2.37	-7.52	-14.38
10.00	0.00	-31.49	-34.64	-2.82	-1.83	-9.95	-10.57	-20.74
11.00	0.00	-34.90	-38.38	-2.86	-1.84	-50.09	-11.70	-26.80
12.00	0.00	-35.07	-38.57	-2.86	-1.82	-81.20	-11.75	-30.02

Leyenda: EF_2 =Coeficiente de eficiencia, G1=Primer piezómetro con buenas predicciones (F14), G2=Segundo piezómetro con buenas predicciones (WALL66), M1=Primer piezómetro con predicciones medias (Jen84), M2=Segundo piezómetro con predicciones medias (F12), B1=Primer piezómetro con predicciones malas (BIE042), B2=Segundo piezómetro con predicciones malas (DON32), EF_{2P} =Coeficiente de eficiencia promedio para los piezómetros

Tabla D.7: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el nivel de drenaje (cuenca del Gete).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF_{2Q}	EF_{2P}	EF_{2T}	$\Delta(sim)$	$\Delta(C)$
0	0.00	-1.00	0.79	0.34	0.66	0.00	
1	-0.10	-0.90	0.76	0.35	0.63	-0.03	0.34
2	-0.20	-0.80	0.68	0.24	0.55	-0.17	0.84
3	-0.30	-0.70	0.55	0.07	0.41	-0.38	1.28
4	-0.50	-0.50	0.14	-0.48	-0.05	-1.07	2.14
5	-0.75	-0.25	-0.57	-1.19	-0.75	-2.15	2.86
6	-0.90	-0.10	-1.07	-1.36	-1.15	-2.75	3.06
7	0.10	-1.10	0.80	0.34	0.66	0.00	0.04
8	0.25	-1.25	0.79	0.09	0.58	-0.12	-0.47
9	0.50	-1.50	0.77	-0.81	0.29	-0.55	-1.10
10	1.00	-2.00	0.76	-4.70	-0.88	-2.34	-2.34

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF_{2Q} =Coeficiente de efectividad de la descarga, EF_{2P} =Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(Sim)$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad

Tabla D.8: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el tiempo de retención (cuenca del Gete).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF2 _Q	EF2 _P	EF2 _T	$\Delta(\text{sim})$	$\Delta(C)$
0	0.00	6.00E-08	0.72	0.33	0.60	0.00	
1	-0.10	5.40E-08	0.73	0.34	0.61	0.01	-0.13
2	-0.20	4.80E-08	0.71	0.34	0.60	-0.01	0.04
3	-0.30	4.20E-08	0.69	0.34	0.59	-0.03	0.10
4	-0.50	3.00E-08	0.64	0.34	0.55	-0.09	0.18
5	-0.75	1.50E-08	0.52	0.34	0.47	-0.23	0.30
6	-0.90	6.00E-09	0.39	0.35	0.38	-0.38	0.42
7	0.10	6.60E-08	0.74	0.34	0.62	0.03	0.31
8	0.25	7.50E-08	0.74	0.34	0.62	0.03	0.12
9	0.50	9.00E-08	0.74	0.34	0.62	0.02	0.05
10	1.00	1.20E-07	0.73	0.34	0.61	0.01	0.01
11	4.00	3.00E-07	0.64	0.33	0.54	-0.10	-0.02
12	9.00	6.00E-07	0.54	0.33	0.48	-0.20	-0.02

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF2_Q=Coeficiente de efectividad de la descarga, EF2_P=Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(\text{Sim})$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad

Tabla D.9: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en la conductividad hidráulica horizontal de la capa Landenian (cuenca del Gete).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF2 _Q	EF2 _P	EF2 _T	$\Delta(\text{sim})$	$\Delta(C)$
0	0.00	1.00E-04	0.72	0.33	0.60	0.00	
1	-0.10	9.00E-05	0.74	-0.24	0.45	-0.26	2.58
2	-0.20	8.00E-05	0.74	-2.89	-0.35	-1.58	7.88
3	-0.30	7.00E-05	0.74	-8.23	-1.95	-4.23	14.11
4	-0.50	5.00E-05	0.71	-30.51	-8.65	-15.36	30.72
5	-0.75	2.50E-05	0.65	-101.74	-30.07	-50.90	67.86
6	-0.90	1.00E-05	0.57	-181.47	-54.04	-90.67	100.75
7	0.10	1.10E-04	0.73	-0.83	0.26	-0.57	-5.68
8	0.25	1.25E-04	0.71	-5.22	-1.07	-2.78	-11.12
9	0.50	1.50E-04	0.66	-14.38	-3.86	-7.40	-14.80
10	1.00	2.00E-04	0.50	-20.74	-5.87	-10.74	-10.74
11	4.00	5.00E-04	-1.24	-26.80	-8.91	-15.79	-3.95
12	9.00	1.00E-03	-5.93	-30.02	-13.16	-22.84	-2.54

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF2_Q=Coeficiente de efectividad de la descarga, EF2_P=Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(\text{Sim})$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad

Tabla D.10: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el nivel de drenaje (cuenca del Jeker).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF2 _Q	EF2 _P	EF2 _T	$\Delta(\text{sim})$	$\Delta(C)$
0	0.00	-0.55	0.72	0.33	0.60	0.00	
1	-0.10	-0.50	0.72	0.34	0.60	0.00	0.02
2	-0.20	-0.44	0.68	0.34	0.57	-0.05	0.24
3	-0.30	-0.39	0.65	0.34	0.55	-0.08	0.28
4	-0.50	-0.28	0.55	0.34	0.48	-0.20	0.39
5	-0.75	-0.14	0.39	0.34	0.37	-0.38	0.50
6	-0.90	-0.06	0.32	0.35	0.33	-0.46	0.51
7	0.10	-0.61	0.75	0.34	0.63	0.04	0.40
8	0.25	-0.69	0.76	0.34	0.63	0.05	0.21
9	0.50	-0.83	0.76	0.34	0.63	0.05	0.09
10	1.00	-1.10	0.71	0.34	0.60	-0.01	-0.01

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF2_Q=Coeficiente de efectividad de la descarga, EF2_P=Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(\text{Sim})$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad

Tabla D.11: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en el tiempo de retención (cuenca del Jeker).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF2 _Q	EF2 _P	EF2 _T	$\Delta(\text{sim})$	$\Delta(C)$
0	0.00	6.00E-08	0.72	0.33	0.60	0.00	
1	-0.10	5.40E-08	0.73	0.34	0.61	0.01	-0.13
2	-0.20	4.80E-08	0.71	0.34	0.60	-0.01	0.04
3	-0.30	4.20E-08	0.69	0.34	0.59	-0.03	0.10
4	-0.50	3.00E-08	0.64	0.34	0.55	-0.09	0.18
5	-0.75	1.50E-08	0.52	0.34	0.47	-0.23	0.30
6	-0.90	6.00E-09	0.39	0.35	0.38	-0.38	0.42
7	0.10	6.60E-08	0.74	0.34	0.62	0.03	0.31
8	0.25	7.50E-08	0.74	0.34	0.62	0.03	0.12
9	0.50	9.00E-08	0.74	0.34	0.62	0.02	0.05
10	1.00	1.20E-07	0.73	0.34	0.61	0.01	0.01
11	4.00	3.00E-07	0.64	0.33	0.54	-0.10	-0.02
12	9.00	6.00E-07	0.54	0.33	0.48	-0.20	-0.02

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF2_Q=Coeficiente de efectividad de la descarga, EF2_P=Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(\text{Sim})$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad



Tabla D.12: Cálculo del cambio de confiabilidad ($\Delta(C)$) para cada cambio de parámetro en la conductividad hidráulica horizontal de la capa Compacted Cretaceous Chalk (cuenca del Jeker).

i	$\Delta(\theta)$	θ	EF2 _Q	EF2 _P	EF2 _T	$\Delta(\text{sim})$	$\Delta(C)$
0	0.00	1.00E-04	0.72	0.33	0.60	0.00	
1	-0.10	9.00E-05	0.74	-0.24	0.45	-0.26	2.58
2	-0.20	8.00E-05	0.74	-2.89	-0.35	-1.58	7.88
3	-0.30	7.00E-05	0.74	-8.23	-1.95	-4.23	14.11
4	-0.50	5.00E-05	0.71	-30.51	-8.65	-15.36	30.72
5	-0.75	2.50E-05	0.65	-101.74	-30.07	-50.90	67.86
6	-0.90	1.00E-05	0.57	-181.47	-54.04	-90.67	100.75
7	0.10	1.10E-04	0.73	-0.83	0.26	-0.57	-5.68
8	0.25	1.25E-04	0.71	-5.22	-1.07	-2.78	-11.12
9	0.50	1.50E-04	0.66	-14.38	-3.86	-7.40	-14.80
10	1.00	2.00E-04	0.50	-20.74	-5.87	-10.74	-10.74
11	4.00	5.00E-04	-1.24	-26.80	-8.91	-15.79	-3.95
12	9.00	1.00E-03	-5.93	-30.02	-13.16	-22.84	-2.54

Leyenda: i=Número de cambio, θ =Valor del parámetro analizado, $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio en el parámetro, EF2_Q=Coeficiente de efectividad de la descarga, EF2_P=Coeficiente de efectividad promedio para los piezómetros, $\Delta(\text{Sim})$ = tasa de cambio de simulación, $\Delta(c)$ =cambio de confiabilidad